

9661

47 551

120

gita

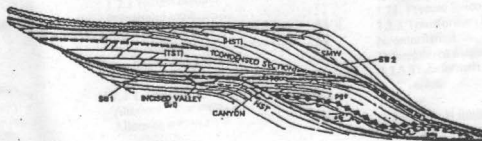


EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1998

NICOLAE ANASTASIU

SEDIMENTOLOGIE ȘI PETROLOGIE SEDIMENTARĂ

Ediție adăugită



EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1998

CUPRINS

Introducere.....	9
------------------	---

SEDIMENTOLOGIE

Exogeneza – limite si factori.....	9
Spatiu si timp in exogeneza.....	12
Relatii intercauzale si evenimente geologice.....	18

1. Procese depozitionale..... 23

1.1. Sedimentogeneza fizica..... 23

1.1.1. Procese in aria sursa.	
Fragmentarea rocilor si nasterea clastelor (termoclastie; crioclastie; haloclastie; umectare-uscare).....	23

1.1.2. Dinamica materialului dezagregat.

Cauzele miscarii clastelor; mecanisme de transport.....	28
---	----

Dinamica clastelor in mediul sub-acvatic.....	30
---	----

Dinamica clastelor in mediul sub-aerian.....	48
--	----

Dinamica clastelor in mediul sub-nival.....	50
---	----

1.2. Sedimentogeneza chimica..... 51

1.2.1. Factori chimici..... 52

Potentialul ionic.....	52
------------------------	----

Apa ca solvent si pH-ul solutiilor.....	53
---	----

Potentialul de oxido-reducere (Eh).....	54
---	----

Continutul de gaze.....	55
-------------------------	----

1.2.2. Alterarea minerelelor si rocilor..... 57

Alterarea subacriana.....	57
---------------------------	----

Alterarea subacvatica.....	69
----------------------------	----

1.2.3. Solutii naturale si precipitate chimice..... 70

Compozitia chimica a apelor naturale.....	71
---	----

Autigeneza prin precipitare chimica.....	74
--	----

Medii naturale chimice.....	77
-----------------------------	----

Criterii de identificare si semnificatii geologice.....	80
---	----

1.3. Sedimentogeneza biotica.....	81
-----------------------------------	----

1.3.1. Procese constructionale.....	83
-------------------------------------	----

Biosecretia minerala.....	84
---------------------------	----

Acretia alga si cimentarea biotica.....	85
---	----

Bioconstructia coralga.....	88
-----------------------------	----

Procese geobacteriene.....	90
----------------------------	----

1.3.2. Procese deformationale.....	94
------------------------------------	----

2. Sisteme depozitionale..... 99

2.1. Sistemul desertic..... 100

2.2. Sistemul glaciar.....	103
----------------------------	-----

2.3. Sistemul lacustru.....	106
-----------------------------	-----

2.4. Sistemul fluvial.....	108
----------------------------	-----

2.5. Sistemul deltaic.....	113
----------------------------	-----

2.6. Sistemul lagunar.....	116
----------------------------	-----

2.7. Sistemul litoral.....	118
----------------------------	-----

2.8. Sistemul scufului.....	122
-----------------------------	-----

2.9. Sistemul bazinelor adanci.....	127
-------------------------------------	-----

3. Diageneza sedimentelor..... 135

(Procese postdepozitionale)

3.1. Cadru si factorii diagenetici..... 136

3.1.1. Spatiul interstitial.....	136
----------------------------------	-----

3.1.2. Solutiile interstitiale.....	139
-------------------------------------	-----

3.1.3. Factori termobarici.....	141
---------------------------------	-----

3.1.4. Natura petrografica.....	142
---------------------------------	-----

3.2. Procese si produse diagenetice..... 142

3.2.1. Procese fizico-mecanice.....	143
-------------------------------------	-----

3.2.2. Transformari in stare solida.....	145
--	-----

Neomorfismul.....	145
-------------------	-----

Diferentierea diagenetica.....	146
--------------------------------	-----

3.2.3. Transformari mediate de solutii.....	148
---	-----

3.3. Etapele si limitele diagenetice..... 156

3.3.1. Eogeneza.....	157
----------------------	-----

3.3.2. Mezogeneza si limita cu metamorfismul.....	157
---	-----

3.3.3. Telogeneza.....	159
------------------------	-----

PETROLOGIE

4. Rocile sedimentare..... 161

4.1. Rocile siliciclastice..... 161

4.1.1. Mineralogie si chimism..... 162

4.1.2. Textura si structura..... 169

4.1.3. Diageneza..... 180

4.1.4. Sistematica..... 184

4.1.5. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 187

4.1.6. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 194

4.2. Rocile argiloase..... 196

4.2.1. Mineralogie si chimism..... 196

4.2.2. Textura si structura..... 204

4.2.3. Diageneza..... 208

4.2.4. Sistematica si nomenclatura..... 212

4.2.5. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 214

4.2.6. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 219

4.3. Calcare si dolomite..... 220

4.3.1. Mineralogie si chimism..... 221

4.3.2. Constituenti petrografici..... 228

4.3.3. Diageneza..... 238

4.3.4. Sistematica..... 244

4.3.5. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 249

Petrogeneza calcarelor..... 249

Petrogeneza dolomitelor..... 253

Modele de facies..... 260

4.3.6. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 265

4.4. Evaporite..... 266

4.4.1. Mineralogie si chimism..... 266

4.4.2. Petrografie..... 270

Depozite de gips si anhidrit..... 270

Depozite de sare (halit)..... 271

4.4.3. Diageneza..... 272

4.4.4. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 274

4.4.5. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 281

4.5. Silicolite..... 282

4.5.1. Mineralogie si chimism..... 283

4.5.2. Petrografie si sistematica..... 284

4.5.3. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 286

4.5.4. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 289

4.6. Fosforite..... 290

4.6.1. Mineralogie si chimism..... 290

4.6.2. Caractere petrografice..... 291

4.6.3. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 292

4.6.4. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 294

4.7. Ferilite si manganolite..... 296

4.7.1. Ferilite..... 296

4.7.2. Manganolite..... 302

4.8. Alite..... 310

4.8.1..... 310

4.8.2. Petrografie si asociatii..... 314

4.8.3. Petrogeneza si sisteme depozitionale..... 317

4.8.4. Cadrul tectonic si cronotigrafic..... 321

5. Sedimentogeneza si tectonica placilor..... 321

5.1. Principii si concepte..... 322

5.2. Analiza secventiala..... 323

5.3. Relatii subsidenta-acumulare..... 325

5.4. Cadrul tectonic al asociatiilor litologice..... 327

5.4.1. Cratoni si zone stabile..... 329

5.4.2. Fose si zone mobile..... 329

5.5. Tectonica placilor..... 331

5.5.1. Secvente in zone de expansiune..... 332

5.5.2. Secvente in zone de subductie..... 334

5.5.3. Secvente in zone cu falii transformante..... 339

5.5.4. Secvente in zone de coliziune..... 339

**6. Petrologie comparata –
reconstituiri de arii sursa..... 340**

6.1. Criterii si metode..... 341

**6.2. Paleosurse pentru flisul assyntic
din Dobrogea centrala..... 345**

**6.3. Paleosurse pentru flisul
Carpatilor Orientali..... 346**

**7. Potentialul metalogenetic si
energetic al depozitelor exogene 350**

**7.1. Exogeneza si substantele
metalifere..... 351**

7.1.1. Placers-uri..... 351

**7.1.2. Metale feroase, neferoase si
radioactive..... 352**

7.1.3. Zacaminte reziduale..... 355

**7.2. Exogeneza si substantele
nemetarifere..... 356**

**7.3. Exogeneza si resursele
energetice..... 356**

7.3.1. Carbuni..... 357

7.3.2. Petrol si gaze naturale..... 360

**8. Stratigrafie secventiala –
principii si metode..... 363**

**8.1. Despre concept, terminologie si
metoda..... 363**

8.2. Unitati depozitionale..... 365

8.3. Delimitarea unitatilor depozitionale..... 369

**8.4. Cortegii sedimentare: factori,
faciesuri, arhitecturi..... 374**

**8.5. Consecinte practice; un studiu
de caz..... 385**

9. Petrologie regionala - studii de caz

9.1. Studii asupra siliciclastitelor..... 390

9.2. Studii asupra argilelor..... 397

**9.3. Studii asupra calcarelor si
evaporitelor..... 400**

**9.4. Studii asupra fosforitelor, silicoli-
telor si alitelor..... 403**

Referinte bibliografice

Recomandari bibliografice

....Pământul din care am fost
plămădiți, care sînt puterile, vir-
tutile și intențiile tale?"

GEO BOGZA

INTRODUCERE

Exogeneza — limite și factori

LIMITA

Constituția și evoluția scoarței terestre — în forma și structura pe care o are ea astăzi — este rezultatul unor procese naturale complexe și de lungă durată, de peste 4,5 miliarde ani.

Partea superficială a scoarței terestre, imediat după individualizare, s-a aflat sub controlul factorilor sau agenților externi (exogeni), în special, a energiei solare, a apei meteorice și a gazelor din atmosferă. Apariția formelor primare de viață — după ultimele ipoteze acum 3,5 miliarde ani — și ulterior a celor evoluat din lumea vegetală și animală a însemnat pentru scoarța terestră o diversificare a factorilor ce-i vor determina întreaga evoluție.

Zona aceasta — de la suprafața scoarței — în care factorii atmosferici, hidrosfera și activitățile biotice acționează asupra litosferei pentru a genera produse calitativ noi și mult mai variate decît produsele consolidării magmatice sau a blastezelor metamorfice a devenit sediul exogenezei și s-a confundat treptat cu domeniul sedimentar — locul de naștere a sedimentelor și rocilor sedimentare.

La suprafața scoarței, în relație cu ceea ce azi denumim o „crustă continentală” și o „crustă oceanică”, produsele exogenezei apar discontinuu. Ele formează doar 5% din volumul total al scoarței terestre și ocupă 75% din suprafața acesteia. Grosimea maximă a acestor produse se apropie de 15 — 18 km (în „delta” Gangelui) pentru ca altele, atît în ariile continentale cît și în bazinele oceanice, ele să lipsească complet. La scara Globului terestru distribuția sedimentelor și rocilor sedimentare este întotdeauna determinată de un complex de factori exogeni care condiționează simultan atît creșterea cît și conservarea lor.

Produsele rezultate din transformările ce se petrec la suprafață au fost denumite „sedimentare” pentru că cele mai răspîndite depozite sînt cele formate prin sedimentare, adică prin „decantarea gravitațională” pe cale mecanică și/sau chimică a unui material de origine minerală sau organică, în mediul acvatic sau aerian. Alături de acestea exogeneza conduce la produse foarte variate dintre care unele nu au, însă, nici o legătură cu sedimentarea — de exemplu, formarea solurilor, a produselor reziduale, bioconstrucția recifală, acumularea depozitelor morenice etc. De aceea, adjectivul „sedimentar” are astăzi o semnificație mai largă devenind sinonim cu „exogenetic” pentru a

Ilustra — așa cum încerca să-l definească, printr-o negație, întemeietorul de școală și tradiție geologică Ludovic Mrazec — locul de naștere a tuturor produselor care nu sînt magmatice și metamorfice.

De asemenea, în opoziție cu parametri fizici ai proceselor magmatice și metamorfice — de regulă, temperaturi mai mari de 250°C și presiuni mai ridicate de 4–5 kb — procesele sedimentare, de orice fel, sînt controlate de temperaturi și presiuni „normale”, caracteristice părții superficiale a scoarței terestre.

Factori exogeni. Cadrul fizico-chimic (și biotic) în care evoluează procesele exogene este definit de calitatea apei și a aerului, de temperatura și de măsura în care, într-un anumit loc, viața este sau nu posibilă; cîmpul gravitațional controlează, și el, în mai mare măsură procesul sedimentar.

Trăsăturile proceselor sedimentare într-un astfel de context vor fi, desigur, condiționate de intensitatea pe care o atinge la un moment dat unul din acești factori, de variațiile lor în timp și spațiu, de posibilitățile care se creează pentru a acționa simultan cu alți factori.

→ Apa. Particularitatea fundamentală a exogenezei este, definită, în primul rînd, de existența apei la suprafața scoarței terestre, de repartitia ei pe Glob (ocupă peste 2/3 din suprafața acestuia, adică 361 mil. km^2) și de relațiile complexe pe care apa le are cu „uscătul” sau arile continentale (în suprafață de numai 149 mil km^2).

Apa reprezintă mediul de acumulare a sedimentelor cu ponderea cea mai mare (toate bazinele lacustre, marine și oceanice) și, în același timp, principalul agent de transport al materialului dezagregat. Apele curgătoare sînt acelea care deplasează particulele sedimentare din arile continentale spre bazinele marine și oceanice. Apa este, de asemenea, un excelent solvent pentru gaze și substanțe minerale și, prin aceasta, un mediu de desfășurare a reacțiilor chimice care generează sinteze sau descompuneri ale produșilor minerali. În fine, astăzi este unanim acceptat că apariția și dezvoltarea vieții pe Pămînt a depins, în exclusivitate, de existența hidrosferei.

În zonele climatice în care temperatura medie anuală oscilează sub 0°C , apa se transformă în gheață și devine „un alt agent” al exogenezei. Ea se concentrează în cantități mari în zonele polare sub forma calotelor glaciare, și în regiunile montane înalte (peste 3 000, 3 500 m) sub forma ghețarilor continentali-alpini.

→ Aerul. O altă relație intercauzală, cu efect constant și în desfășurarea proceselor sedimentare, este aceea generată de existența O_2 și CO_2 în compoziția atmosferei (azot 78,084%, oxigen 20,946%, neon + heliu + xenon + argon 0,934%, dioxid de carbon 0,033%, hidrogen, metan 0,003%) și schimbul permanent pe care aceste gaze îl au cu hidrosfera și biosfera.

Procesele sedimentare, în foarte multe detalii ale lor, sînt marcate de conținuturile ridicate în O_2 și CO_2 pe care le au mediile în care ele se desfășoară. Factorii esențiali ai proceselor de metabolism biotic, gazele din atmosferă și cele dizolvate în apă determină sensul desfășurării unor reacții chimice care au drept efect concentrarea de compuși minerali oxigenați sau carbonați. Aerul în mișcare se comportă și ca un important agent mecanic.

→ Temperatura. Valorile termice ale aerului și apei la suprafața scoarței se înscriu între limite diferite, proprii stării lor fizice.

Astfel, în aer valorile termice extreme înregistrate în zonele continentale sînt de $+58^{\circ}\text{C}$ (la umbră) în Cîmpia Jefara din Libia și de $-88,3^{\circ}$ în Antarctica, stațiunea Vostok — situată la 3 500 m altitudine. Variațiile sezoniere și cele diurne sînt mai puțin severe dar, uneori, deloc neglijabile pentru efectele

pe care le pot genera asupra stabilității termice a fazelor minerale: în Munții Stincoși din S.U.A., în localitatea Browning au fost înregistrate în decurs de 24 ore temperaturi maxime de $+6,7^{\circ}\text{C}$ și minime de $-48,8^{\circ}\text{C}$. Siarce termică a atmosferei -- cu variații sistematice în raport cu zonele climatice de pe Glob -- influențează direct atât temperatura apei la suprafața scoarței cît și comportarea (termică) a fazelor minerale din alcătuirea litosferei. Temperatura medie anuală a aerului se transmite în sol pînă la adîncimi variabile în zonele ecuatoriale (5 m), temperate (20 m) și polare (100 m); imediat sub aceste nivele temperatura se stabilizează și se trece la „zona cu temperatură constantă”.

Temperatura apei, în general, variază în limite mai restrîse. Pentru procesele sedimentare interesează temperatura apelor din bazinele marine și oceanice, care se modifică cu zona climatică și adîncimea (amplitudinea variațiilor termice nu depășește 37°C la suprafața mărilor). Temperaturile maxime, de $+32 - +35^{\circ}\text{C}$, au fost înregistrate în apele din Golful Mexic, iar temperaturi minime, de -2°C , în apele arctice. În apropierea fundului oceanelor, temperatura apei este de $2 - 4^{\circ}\text{C}$. Situații anormale se întîlnesc în unele bazine marine deasupra zonelor de rift, unde temperatura apei poate depăși 50°C (de exemplu, în riftul Galapagos și în Marea Roșie). În lacuri, râuri, mlaștini, variațiile termice concordă, de regulă, cu media atmosferică din zona geografică în care acestea sînt situate.

Modificările termice ale hidrosferei -- în general -- influențează direct densitatea apei și reactivitatea ei chimică față de compușii minerali și, indirect, comportarea fazelor solide cu care aceasta vine în contact (flotabilitate, dizolvare, precipitare).

În litosferă, sub zona cu temperatură constantă, valorile termice cresc progresiv conform gradientului geotermic (între $20 - 50^{\circ}\text{C}$ la 1 000 m sau 1° la 33 m).

Presiunea. Desfășurarea proceselor sedimentare la suprafața scoarței se află și sub controlul presiunii atmosferice, presiunii hidrostatice și presiunii litostatice.

Variațiile presiunii atmosferice considerată la nivelul mării (egală cu 1 kg/cm^2 sau $76 \text{ cm coloană Hg} = 1\,013,2 \text{ milibar}$) determină mișcarea maselor de aer și, prin aceasta, deplasarea particulelor fine de praf și nisip în ariile continentale sau deasupra bazinelor marine și oceanice.

Presiunea hidrostatică controlează procesele sedimentare de esență chimică și mecanică care au loc în bazine subacvatice; ea variază direct proporțional cu adîncimea bazinului, deci cu grosimea coloanei de apă, și influențează atât echilibrul gazelor dizolvate în apă (O_2 , CO_2) cît și stabilitatea agregatelor precipitate; ea crește la fiecare 100 m cu o atmosferă, ajungînd la adîncimea de 1 000 m la circa 100 atm/cm^2 , iar la adîncimea de 10 000 m la circa $1\,000 \text{ atm/cm}^2$. Presiunea soluțiilor interstițiale existente în porii acestor depozite este și ea dependentă de greutatea coloanei de apă și controlează, direct, „litificarea” sedimentelor.

Presiunea litostatică este, de fapt, expresia greutății stivei de depozite acumulate la un moment dat într-o arie de sedimentare și crește progresiv cu grosimea acesteia. Pe verticală presiunea litostatică crește la fiecare kilometru cu $250 - 300 \text{ bari}$; aceasta înseamnă că la 10 000 m ea atinge o valoare de $2,8 \text{ kb}$, la 20 000 m de $5,5 - 6 \text{ kb}$ etc. Sub influența acestor presiuni depozitele se compactizează, pierd apa din pori, iar particulele lor constitutive suferă rearanjări și, uneori, deformări mecanice.

→ Factorul biotic. Procesele sedimentare au început să se manifeste după consolidarea materialului topit în prima crustă a Pământului și după instalarea primului Ocean planetar și s-au diversificat odată cu apariția și evoluția vieții.

Organismele vegetale și animale furnizează domeniului sedimentar un material extrem de variat atât de natură organică (depozitele de cărbuni și acumulările de hidrocarburi), cât și anorganică (acumulări considerabile de carbonați, silice sau fosfați de origine biologică).

→ Gravitația. Forța gravitației tinde să restabilească echilibrul natural prin ștergerea diferențelor de nivel ce caracterizează relieful suprafeței terestre. Sub imperiul gravitației, materia — lichidă sau solidă — tinde să se deplaseze pe orice pantă, către baza acesteia, cu o viteză care crește cu cât unghiul de înclinare a pantei este mai mare. Fiind un factor pasiv, dar cu acțiune permanentă și universală, gravitația controlează toate procesele geologice. Acțiunea ei este bine vizibilă în arile continentale, unde contribuie la modelarea versanților prin prăbușiri de blocuri și alunecări de teren; în bazinele marine și oceanice, controlează direct procesul de sedimentare detritică și declanșează alunecări submarine în zonele de povârniș supraînălțate de sedimente.

Spațiu și timp în exogeneză

Unde și când s-au format rocile sedimentare? Iată două întrebări cărora li se circumscrie ariile și timpul în care apar aceste edificii petrografice.

★ Procesele exogene generează simultan produse foarte variate, ca o expresie a diversității factorilor care acționează la un moment dat într-o arie de sedimentare și, ca o alternativă, se regăsesc — în continuitate — produse uniforme care au virste geologice diferite. Un motiv în plus pentru a sublinia și conexiunile complexe care se stabilesc între factorii care generează produsele sedimentare. Varietatea produselor — calcare, de exemplu, în apropierea unor conglomerate sau fosforite alături de evaporite — sugerează diversitatea condițiilor și, implicit, a mediului de sedimentare. Această ultimă noțiune se confundă în petrologia rocilor exogene cu spațiul în care sînt generate produsele sedimentare. Cu excepția produselor reziduale — laterite, soluri etc. — pentru care „spațiul” îl reprezintă materialul preexistent intrat în dezechilibru chimic cu factorii de mediu, toate celelalte produse exogene — gresii, calcare, silicolite etc. — se formează prin acumulare într-un bazin de sedimentare. Acesta reprezintă o arie depresionară, amplasată fie într-o zonă continentală, fie într-un bazin marin sau oceanic și se caracterizează prin adîncimi și tendință de subsidență; orice bazin de sedimentare are o suprafață „0” (zero), adică un nivel de bază care-l separă de regiunile învecinate, înălțate, și pînă la care se poate produce colmatarea lui. (fig. 1). Sursa materialului care se acumulează se poate găsi în zonele limitrofe bazinului sau în interiorul său. Detritusul provenit din dezagregarea rocilor continentale și transportat în bazinele marine prin rețeaua hidrografică are un caracter extrabazinal și reproduce fidel, în sedimentele acumulate, natura mineralogică și petrografică a ariei-sursă.

Spațiul de sedimentare adică aria în care se formează și se acumulează depozitele sedimentare poate fi privit din puncte de vedere diferite. Raportat la principalii agenți exogeni care interacționează cu litosfera — apa, aerul și gheața — se disting domeniile subacvatic, subaerian și subnival.

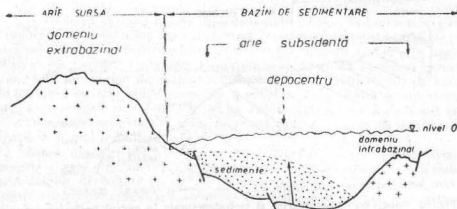


Fig. 01. Elementele unui bazin de sedimentare.

Evident că domeniul subacvatic este cel mai extins. În ariile continentale, în funcție de dinamica apelor și morfologia „bazinului”, se disting domeniile fluviatil, lacustru, paludal, al limanelor etc. În zonele de trecere spre domeniul marin și oceanic se individualizează domeniile deltaice și lagunar, care găzduiesc produse cu particularități mixte — de tranziție între produsele apelor continentale și cele ale apelor marine.

A vorbi în general despre un „bazin marin sau oceanic”, înseamnă a acumula într-unul sau doi termeni condiții de sedimentare foarte diferite. Spațiul de sedimentare în astfel de bazine este subdivizat pe baza unor criterii batimetrice și, adesea, tectostrutturale. Astfel, se pot distinge (vezi Tabelul 1) mediile litoral, neritice, batial abisal, hadal; de asemenea se poate

Tabelul 1. Medii de sedimentare în suprafața scoarței terestre

I. Domeniul continental

- Subaerian: Mediu desertic (Hamade, Serir-uri, Erg-uri, Ued-uri, Sabkha continental)
- Subnival: Mediu glaciatic (de calotă, de tip alpin; subglaciatic, supraglaciatic, proglaciatic)
- Subacvatic: Mediu fluviatil (Canale active, Cimpii aluviale, Conuri aluviale)
 - Drept
 - Desplătit
 - Meandrat
- Mediu lacustru (Lacuri adânci-anoxice, Lacuri puțin adânci-oxygenate)
- Mediu paludal (Mlaștini înalte, Mlaștini joase)

II. Domeniul de tranziție (medii subacvatice)

- Mediu de limane, estuare și fiorduri
- Mediu lagunar (de climat umed și arid)
- Mediu deltaic (Deltă fluviatilă, Deltă marine dominate de valuri și marce, Deltă frontale, Deltă abandonate)

III. Domeniul marin — oceanic (medii subacvatice)

Marginea continentală

- Mediu litoral sau de coastă (non-maric, peritidal)
- Mediu de shelf — neritic (Self intern, Self extern)
- Mediu de taluz sau de povoniș — batial

Bazinul oceanic

- Mediu pelagic — abisal (Piemont oceanic și Cimpii abisale)
- hadal (Fose)

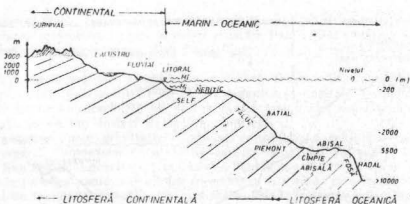


Fig. 02. Subdiviziuni batimetrice și tectostructurale în cadrul bazinelor oceanice: MI — maree înaltă; MJ — maree joasă.

vorbi de arii de sedimentare corespunzând „marginilor continentale” și „oceanului” propriu-zis (fig. 2).

Bazinele de margini continentale au drept fundament o crustă continentală (înveliș bazaltic + înveliș granitic ± înveliș sedimentar), iar sedimentarea în ele îmbracă trăsături proprii mediilor litoral, neritice și batial.

Bazinele „oceanice” (stricto sensu) au ca fundament o crustă oceanică (înveliș bazaltic ± înveliș sedimentar) și o sedimentare de tip abisal și hadal.

Ariile de sedimentare din bazinele marine și oceanice pot fi caracterizate și după alte criterii, dintre care circulația apelor (bazine închise, semiînchise, deschise), salinitatea (bazine cu salinitate normală, bazine restrictive) și poziția geografică („mări” intrac continentale, mări epicontinentale) sînt cel mai des utilizate.

Acceptînd astăzi existența plăcilor crustale și avînd dovezi concludente asupra dinamicii lor, evoluția procesului de sedimentare în timp geologic nu poate fi imaginată în afara acestui concept. „Spațiul sedimentar” suprapus acestor unități tectonice și structurale ale litosferei va căpăta o semnificație geodinamică. Se disting astăzi — și se fac reconstituiri pe baza vechilor asociații litologice — bazine „stabile”, amplasate în interiorul plăcilor crustale (bazine cratonice), și bazine amplasate în zone mobile, de expansiune crustală (bazine de rift), și, respectiv, de subducție și consum crustal (bazine și fose de subducție). Marile lacuri din regiunea Scutului Canadian, lacurile est-africane și Marea Roșie, precum și fosa Peru-Chile pot exemplifica bazine actuale amplasate în astfel de unități tectostructurale (fig. 3).

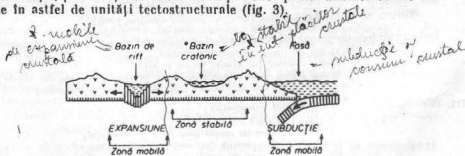


Fig. 03. Cadrul tectonic-structural al bazinelor de sedimentare.

Extinderea vechilor bazine de sedimentare variază în luntre foarte largi. Uniformitatea condițiilor de sedimentare a putut fi demonstrată pentru arii depresionare cu suprafața cuprinsă între 1 000 și 1 milion km². În bazinele flisului din Carpații românești, formațiunile sedimentare păstrează caractere constante pe lungimi de ordinul a 200–300 km și lățimi de 20–30 km, iar în bazinul Vest-Siberian, de exemplu, a putut fi reconstituită o suprafață de sedimentare egală cu 3,2 mil km² (și un volum de sedimente de 7 mil km³).

◀ Domeniile subaerian și subnival ocupă, exclusiv în ariile continentale, spații mult mai restrinse.

Zonele desertice din Asia și America de Nord (Gobi și respectiv Arizona) precum și cele din America de Sud (Atacama), Africa (Sahara și Kalahari) și Australia, dezvoltate paralel cu regiunea tropicelor, ilustrează cel mai expresiv trăsăturile specifice domeniului subaerian (sau eolian), prin natura și dinamica sedimentelor pe care le găzduiesc.

Domeniul subnival se conturează mai clar prin prisma „produselor” în regiunile montane înalte, la altitudini mai mari de 2 000–2 500 m, unde evoluează ghețarii alpini. În acest caz „bazinul de sedimentare” este valea glaciară respectivă. În regiunile polare, în special, Antarctica, ghețarii de calotă își lasă urmele activității în spațiile lor periferice, unde temperaturile medii trec de 0°C.

Tot formațiunile sedimentare sînt acelea care ne permit -- alături de o retrospectivă în spațiul lor de acumulare -- și o întoarcere în timp. De fapt a știu să privești înapoi în geologie, în general și în petrologia sedimentară în special este o condiție a succesului.

Timpul în sedimentologie poate însemna „moment” de acumulare și „moment” de conservare, ceea ce pentru modelul genetic al rocilor sedimentare va însemna proces depozitional și proces postdepozitional.

▶ Procesele depozitionale, care conduc la acumulare de material, construcție de depozit sau formare de sedimente (depozite nederanjate din locul în care s-au depus), se desfășoară cu viteze foarte diferite. Unul va fi timpul de acumulare a sedimentelor într-o deltă și altul cel de depunere a suspensiilor în largul oceanului. Cu anume viteză se vor depune ooidalele carbonatice pe șelfurile zonelor tropicale și cu totul alta concrețiunile manganoase pe fundul oceanelor. Volumul de material sedimentat raportat la unitate de timp reprezintă rata de acumulare a unui produs și, de fapt, parametrul care demonstrează că, în circuitul acumulării formațiunilor sedimentare „prin succesiune și continuitate”, grosimea depozitelor nu este direct proporțională cu timpul de acumulare.

Tabelul 2 și fig. 4 redau principalele date privind rata de acumulare a unor produse sedimentare.

Acumularea lentă -- conform unor standarde internaționale -- conduce la unități de sedimentare de 1–10 mm în 1 000 ani, iar cea rapidă depășește 1 000 mm/1000 ani (9 000 mm/1000 ani la gurile de vărsare ale Nilului, peste 40 000 mm/1000 ani în Delta Mississippi).

Tabelul 2. Ratele de acumulare a sedimentelor elastice și a unor compuși antifluent în diferite medii actuale

Mediu :		Mediu :	
	cm/1 000 ani		cm/1 000 ani
0	1	2	3
Fluviatil		Marin	
Nil	900	de șelf	400
Lacustru		de taluz	6,8

Tabelul 2. (continuare)

	0	1	2	3
Lehman		100—400	abisal	0,4—2
Michigan		20—100	Mări interne	
Eolian		20—100	M. Adriatică	1
Deltale			M. Baltică	20—200
Mississippi		6 000—45 000	M. Neagră	5—40
Orinoco		1 000	M. Caspică	10—18
Lagunar			M. Mediterană	10—20
Florida Bay		46		
California		60—100	Acreșie litorală	10—80 m/an
Peritidal			Bloconstrucție algală	1 mm/zi
Olanda		1 000—2 000	Corali	33—4 000 cm/1 000 ani
Salt Marsh		200—650		
		Produse antigene :	cm/1 000 ani	
		Mangan	0,0003	
		CaCO ₃	0,4—2	
		Evaporite	500	

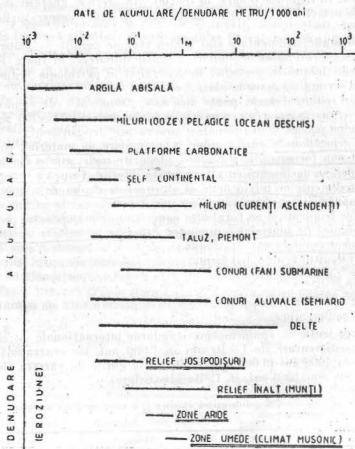


Fig. 04. Rata de acumulare și denudare a sedimentelor în diferite medii naturale [17].

47.551

Procesele depozitionale considerate normale se caracterizează printr-o rată mică de acumulare și pot fi ilustrate prin sedimentarea mlurilor în largul oceanelor. Evenimentele geologice accidentale cu caracter episodic, cum ar fi un seism care afectează marginea unui shelf încărcat cu sedimente nisipoase, conduc la acumulări rapide de material în timp foarte scurt. De exemplu, curgerea unor astfel de sedimente pe marginea continentală a Oc. Atlantic a antrenat 30 km³ depuneri de material și a acoperit 3 000 km între „sursă” și „fruntea” depunerii.

Procesele postdepozitionale afectează sedimentele acumulate în bazin imediat după depunere și continuă mult după aceea, în timpul exondării și scoaterii lor din mediul de sedimentare, când începe să se vorbească de „roci sedimentare”. Aceste procese conduc la litificarea depozitelor prin cimentare, recristalizare, metasomatoză etc. și se desfășoară în intervale lungi (1–10–100 milioane ani) și diferite de timp (de la o formațiune la alta). Astfel, un edificiu petrografic de origine endogenă va purta în el semnificații genetice și temporale cu totul distincte: unele care țin de cadrul depozitional semnificând calitatea spațiului de acumulare și relațiile lui cu zonele limitrofe, și altele care evidențiază procese tectonice, de esență diagenetică.

Îngroparea progresivă în bazin conduce sedimentele dincolo de „condițiile normale de temperatură și presiune” în domeniul blastezei metamorfice. La adâncimi în jur de 10 000 m se plasează limita dintre domeniul sedimentar și cel metamorfic.

Exondarea rocilor prin tectogeneză în perioade de timp cu durată mai scurtă (10–30 mil ani) decît acumularea le expune factorilor exogeni, care vor acționa în sensul distrugerii edificiilor petrografice prin dezagregare și alterare. Aceasta este o altă limită a proceselor sedimentare ce închide un ciclu sedimentar și deschide altul. Durata în timp a fiecărui ciclu, marcat de stingerăa efectelor tectogenezei, este și ea foarte diferită (10–100 mil. ani).

Sedimentele din oceanele actuale au început să se acumuleze acum 200 mil. ani, virsta lor fiind cuprinsă între Jurasic și Actual, iar cele mai vechi roci care conservă caracterul „sedimentar” au fost descrise în Scutul Ucrainean, Scutul Canadian și Scutul Australian. Recent, în Scutul Australian au fost descoperite structuri celulare vegetale în argile grafitoase datate 3,5 miliarde ani. În țara noastră, rocile sedimentare din Dobrogea Centrală (zona „șisturilor verzi”) sînt datate Assyntic (600 mil. ani) și remaniază în conglomeratele de la Istria galeji de gresii cuarțoase puternic cimentate și bine conservate, ce argumentează formarea în Preassyntic și exondarea în aria limitrofă a aceluia bazin a unor roci sedimentare detritice.

Analiza unei coloane litologice dintr-o suită de roci sedimentare scoate frecvent în evidență limite concordante între unități petrografice distincte, de exemplu gresii, argile, marne, gipsuri. Dacă întreaga succesiune acoperă un interval stratigrafic de 15 milioane ani, corespunzător Miocenului, de exemplu, aceasta nu înseamnă că procesele depozitionale s-au desfășurat continuu în tot acest interval de timp. Putînd aprecia, după caractere sedimentologice clare, rata de acumulare a fiecărei unități petrografice, reiese că limita dintre ele simbolizează sau poate simboliza un interval de nedepunere sau un *hiatus* de sedimentare; intervalul respectiv poate fi echivalent cu sute de mii sau milioane de ani. Studiul atent al limitelor dintre strate și, implicit, al suprafeței lor, poate oferi informații prețioase despre evenimentele petrecute atunci cînd suprafața lor a rămas neacoperită și a fost afectată de procese postdepozitionale (eroziuni parțiale, modificări de structură determinate de organisme bentonice etc.). În petrologia sedimentară modernă, analiza limitelor de strat



În succesiuni „continui” și nederanjate sau a hiatusurilor de sedimentare a devenit o operațiune curentă și eficientă pentru întregirea imaginii asupra evoluției exogenezei.

Rezultă din astfel de interpretări că depunerea materialului are loc în termite, adesea discontinuu, iar colmatarea unui bazin prin astfel de procese poate dura 1. 10 sau chiar 100 milioane ani.

Relația între „spațiu” și „timp” în domeniul sedimentar este deosebit de complexă, adesea contradictorie, așa cum se poate desprinde din multe fapte de observație, și înțelegându-se condițională de intensitatea și calitatea factorilor-agenți exogeni care interacționează la un moment dat și într-un anumit loc.

Relații intercauzale și evenimente geologice

Cum ? Este o altă întrebare prin care începe analiza proceselor sedimentare sau studiul relației „cauză-efect” în domeniul sedimentar.

Cauzele primare și esențiale care pot explica marea diversitate a sedimentelor și rocilor sedimentare sînt de natură mecanică, chimică și biologică. Procesele sau „cauzele” se circumscriu agenților sau factorilor pentru a genera produsele sau „efectele” : constituenții sedimentelor și rocilor sedimentare ; particularitățile lor granulometrice și morfometrice (sau texturile) ; relațiile spațiale dintre acestea (structurile sau „ordinea” pe care o capătă prin procese depozitionale și/sau postdepozitionale în cadrul unui edificiu petrografic).

Cauze mecanice-fizice. Variațiile termice din atmosferă, modificarea stării de agregare a apei prin îngheț și dezgheț, mișcarea maselor de apă sau gheață acționează asupra rocilor preexistente, le strică echilibrul inițial și contribuie la apariția unui detritus — a unor *claste*. Antrenate de rețeaua hidrografică, rocile preexistente ajung în albiile riurilor, în lacuri sau bazine marine sub forma depozitelor epiclastice de origine terigenă. În raport cu aria de sedimentare, „clastele” — fragmente de minerale sau roci preexistente — au caracter alogen (pentru că sînt provenite din afara bazinului). Intensitatea dezagregării rocilor preexistente, de orice natură genetică, este o consecință a energiei de relief, a factorilor climatici, a compoziției și structurilor materialului supus acestor transformări, dar și — mai departe — a mișcărilor de înălțare în aria continentală (care stimulează eroziunea), a modificării nivelului de bază, a liniei „O” a oceanului planetar (care atunci cînd se înalță inhibă eroziunea și o stimulează atunci cînd coboară).

Din punct de vedere petrografic, efectele unor astfel de procese sînt reprezentate prin rocile sedimentare detritice și structurile lor caracteristice (granoclasări, „mecanoglife”, alunecări gravitaționale).

Cauze chimice. Apa ca „mediu chimic” și gazele din atmosferă sau cele dizolvate în soluțiile naturale, în special O_2 , CO_2 , pot reprezenta agenți agresivi față de rocile preexistente cu care vin în contact, în special față de mineralele instabile din constituția acestora (de exemplu, sulfuri, halogenuri sau olivină, piroxeni, feldspați etc.). O parte dintre ele vor fi trecute în soluție, altă parte vor fi alterate, adică înlocuite cu produse de neoformație: antigorit, caolin etc. Prin însumare, astfel de reacții — expresie a unei instabilități chimice a vechilor asociații mineralogice ajunse în contact cu factorii exogeni — au ca efect formarea depozitelor reziduale de caolin, laterit etc. Este unul din aspectele proceselor chimice din domeniul sedimentar. Celălalt, aspect, mult mai extins și mai variat, vizează dezechilibrele care conduc la separarea compuşilor minerali în momentul în care aceștia ajung la supra-saturafie. Precipitarea chimică și cristalizarea din soluție sînt procese care



generează compuși *auligeni*, formați „in situ” și care se individualizează sub forma depozitelor naturale de evaporite (halogenuri și sulfați), calcare de precipitație, unele fosforite, ferilite etc. Asemănarea lor din punct de vedere textural și structural cu produsele cristalizării magmatice este frapantă. Forma și conturul cristalelor vor fi expresia „creșterii din soluție”, contactele dintre ele vor fi liniare și, adesea, suturale. Pe o aceeași cale, chimică, dar prin procese postdepoziționale, sînt cimentate nisipurile pentru a deveni gresii sau pietrișurile pentru a deveni conglomerate — expresie a prezenței într-o singură categorie petrografică a două feluri de procese petrografice.

Cauze biotice. Activitatea biotică la suprafața scoarței terestre este complexă, iar implicațiile sale petrografice sînt numeroase. În contextul petrologiei sedimentare se pot distinge două aspecte fundamentale:

1. Activitatea biotică ca *sursă* de material sedimentar:

- generînd substanțe organice care, în condițiile conservării lor, conduc la formarea depozitelor de petrol și cărbuni;
- generînd, în timpul vieții organismelor, depozite „bioconstruite” (cum sînt recifii de corali și stromatolitele), iar după moartea organismelor, depozite „bioacumulate”, prin concentrarea părților scheletice de natură minerală sau, printr-un termen foarte general, particule biotice sau „bioclaste”.

2. Activitatea biotică ca *agent distructiv* de modificare și prelucrare a structurii sedimentelor în ambianța cărora trăiesc și, respectiv, ca *agent constructiv*, de realizare a unor structuri noi, specifice poziției filogenetice organismelor respective. În acest caz produsul final va reține efectele suprapuse ale celor două cauze — mecanică și biotică — cu acțiune eșalonată în timp.

Dintr-un alt punct de vedere, acela al dimensiunii ei planetare și în corelație cu scurgerea timpului geologic, relația cauză-efect poate fi privită prin prisma duratei și continuității fenomenului geologic. Cauzele locale-regionale determină apariția, adesea bruscă, a unor produse bine circumscrise într-un context regional: apariția unui con de dejecție după o ploaie torențială, desprinderea de blocuri dintr-un versant abrupt, creșterea unor depozite algale într-o ambianță climatică favorabilă etc.

Cauzele globale (ciclurile Milankovič) determină modificarea periodică a parametrilor care vizează Pămîntul ca planetă: *precesia*, odată la 21 000 ani, *oblicitatea*, odată la 45 000 ani, *excentricitatea* odată la 100 000 ani. La scară globală, astfel de fenomene pot influența climatul și, prin aceasta modificările de nivel ale oceanului planetar: transgresiunile și regresiunile marine vor fi o consecință, iar aliniamentele de conglomerate (de transgresiune și regresiune) vor puncta astfel jocul pe verticală al volumelor de apă din bazinele marine și oceanice (fig. 5).

Prin prisma unor astfel de cauze, *auto-* și *alociclice*, evenimentele geologice planetare, cu implicații în sedimentologie, se conturează ca evenimente ciclice, periodice și ca evenimente disciclice, episodice sau întâmplătoare.

Evenimente ciclice sînt și cele provocate de modificări sezoniere sau diurne ale condițiilor de sedimentare (maree, de exemplu). Consecințele lor vor consta în succedarea unor termeni sau unități de sedimentare repetabile, ritmice, cum ar fi: gresie-argilă, gresie-argilă etc. sau calcar-marnă, calcar-marnă etc. Printr-un termen foarte general și exprimînd fidel „cauza”, astfel de produse se vor denumi *periodite* sau *ritmice* (fig. 6).

Evenimentele disciclice sînt de scurtă durată și au drept cauză o furtună o inundație, un seism. Produsele lor, de origine mecanică desigur, se vor

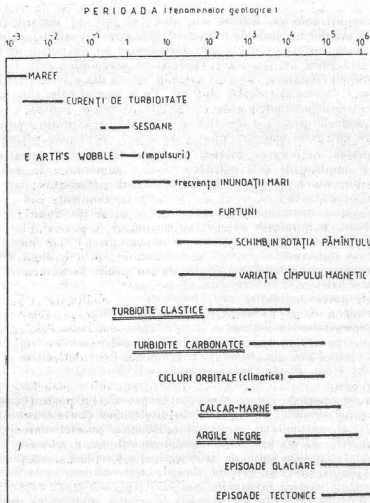


Fig. 05. Perioadele (în ani) a principalelor fenomene geologice care controlează procesele sedimentare ciclice și disciclice [17].

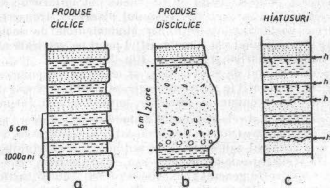


Fig. 06. Imaginea într-o coloană litologică a perioditelor (a), tempestitelor (b) și a diverselor intervale hiatale (c).

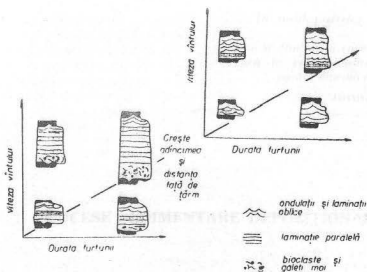


Fig. 07. Variația grosimii tempestitelor în raport cu factorii care o pot determina [3].

denumi tot prin termeni generali: *tempestite*, *inundite*, *seismite*; în cazul tempestitelor, de exemplu, grosimea lor este controlată de viteza vântului, durata furtunii și distanța față de țărm (fig. 7).

O cale spre descifrarea cauzelor trecute care au generat varietatea mare de produse sedimentare o constituie — după un vechi principiu (Charles Lyell, 1833) — cunoașterea cauzelor actuale. Mai mult și mai cert decât în petrologia endogenă, pentru care astăzi numai vulcanismul este un fenomen observabil, în petrologia sedimentară, procesul actual este revelator. Nu există nici un motiv să nu acceptăm că distrugerea țărmurilor, acumularea sedimentelor în conuri de dejecție și pe plaje, depunerea sărurilor în lagune, construcțiile recifale, acumularea mlurilor oceanice, nașterea urmelor de valuri sau a excavațiilor de curent, perforațiile în roci, formarea solurilor etc. reprezintă fenomene sau cauze geologice care s-au petrecut în mod identic și în trecutul Pământului. Caracterelor produselor actuale — granulometria, morfometria, structurile lor specifice, se vor constitui în criterii de identificare a condițiilor de sedimentare în trecutul îndepărtat.

Dificultățile care intervin dar și satisfacțiile pe care le obține geologul derivă din complexitatea coloanelor litologice, din faptul că o succesiune groasă de formațiuni sedimentare cuprinsă între limite de timp de milioane și sute de milioane de ani (vezi, de exemplu, secțiunea tăiată de fluviul Colorado) poate fi rezultatul unor evenimente geologice ciclice și disciclice care s-au petrecut în medii foarte diferite, cu viteze diferite. Hiatusurile „de continuitate în bazin” pot alterna cu hiatusuri de „exondare”, iar produsele pot prezenta adesea diferențe minime din punct de vedere calitativ. Efectele fenomenelor convergente — când prin factori și procese diferite se nasc produse asemănătoare — pot fi și ele prezente. Acesta este, de fapt, scopul investigațiilor noastre: de a reface din informații „frante” și disperse un tablou genetic, logic și clar, care să se poată suprapune pînă la identitate cu modelele actuale și să devină pentru activitatea de cercetare o premisă viabilă a spațiilor și momentelor de concentrare a substanțelor minerale utile sau a combustibililor minerali solizi sau lichizi.

.... În roșul pietrelor și-n anima-
lele ascunse
apa și dimineala care rod muntele
cară la vale albastrul ca pe o
pasăre dincolo de timp..."

HOMERO ARUDJIS

1. PROCESE SEDIMENTARE DEPOZIȚIONALE

Prin prisma factorilor care acționează în domeniul exogen și a „cauzelor” pe care conjugarea lor le generează, procesele petrogenetice sedimentare au o natură mecanică, chimică și biotică.

1.1. PROCESE FIZICO-MECANICE

Acțiunea factorilor de natură fizică -- variațiile termice, de exemplu -- și dinamica apelor, a maselor de gheață, definesc cadrul în care apar „clastele” și controlează drumul lor spre bazinele de sedimentare. Istoria depozitelor epiclastice, în general, și a rocilor detritice -- conglomerate, gresii... -- în special -- este circumscrisă acestui cadru și nu poate fi înțeleasă fără o imagine clară asupra mecanismelor care provoacă dezagregarea „ariilor sursă” și apoi dinamica fragmentelor generate. Acționind cu predilecție asupra regiunilor exondate, continentale, eroziunea fluvială, abraziunea, deflația și mișcarea maselor de gheață generează un material foarte divers din punct de vedere granulometric, morfometric și petrografic și care „deplasat” și apoi „acumulat” va fi singurul în măsură să ofere criterii pentru reconstituirea agenților de transport și a paleomediului de sedimentare.

De aceea, cunoașterea unor principii hidrodinamice (aero- și nivalodinamice) desprinse din examinarea atentă a fenomenelor actuale și din investigații experimentale se impune ca o necesitate.

1.1.1. ^VProcese în aria sursă. Fragmentarea rocilor și nașterea clastelor

Procesul de dezagregare sau fragmentare a edificiilor petrografice pre-existente are un caracter complex, fiind determinat atât de mișcarea maselor de apă, aer sau gheață cu care acestea vin în contact, cât și de variațiile repetate ale unor factori de ordin climatic (temperatură, umiditate). Prin acordarea unui rol preponderent acestor ultime cauze unii geologi și geomorfologi fran-

cezi privesc formarea „elastelor” ca rezultat aproape exclusiv al meteorizării, adică al proceselor controlate de dinamica factorilor meteorologici : variațiile diurne și sezoniere ale temperaturii, umiditatea aerului, înghețul etc.

Fragmentarea rocilor, deci formarea elastelor, este efectul final al pierderii coeziunii agregatului mineral supus acțiunii factorilor menționați. Viteza și intensitatea dezagregării depind în acest caz atât de natura petrografică a rocilor preexistente, cât și de poziția lor în raport cu factorii de climă și relief. Este de la sine înțeles că în zonele montane bine deschise, în care rocile sînt lipsite de acoperitură vegetală și formează pereți verticali (în contact direct cu atmosfera), dezagregarea va fi mai activă.

Rocile magmatice (în special cele efuzive) și metamorfice sînt mai rezistente la dezagregare decît cele sedimentare, deoarece coeziunea inițială a constituenților minerali este mult mai mare. De asemenea rocile cu structuri afanitice (aplite, riolite, bazalte, filite) se vor fragmenta mai greu decît cele cu structuri făneritice sau pegmatitice (granite, diorite, gnaise), iar cele cu texturi neorientate și proprietăți izotrope, masive, se vor fragmenta mai încet decît cele cu texturi orientate, „anizotrope”.

Fragmentarea este progresivă. Masivele de roci preexistente, fie ele batolite, mase cristalofiliene sau asociații sedimentare stratificate, ajunse în arile continentale în contact cu atmosfera, datorită depresurizării, se fisurează adesea paralel cu suprafața morfologică a reliefului, capătă o pseudo-stratificație marginală și, astfel, nenumărate noi plane de discontinuitate mecanică, ce se vor intersecta cu diaclaze mai vechi, cu plane de foliație sau de stratificație ceea ce facilitează desprinderea din substrat a unor blocuri prismatice cu diametre centimetrice și decimetrice sau a unor „plăci” de rocă. Geometria lor reflectă direcțiile tuturor acestor suprafețe de minimă rezistență (cazul aglomerărilor de „plăci” de calcarenite din Dealul Pietros-Agighiol). Rocile cu proprietăți izotrope se pot fragmenta prin descumarea (sau exfolierea) succesivă a unor învelișuri cu suprafețe curbă ce lasă în mijlocul lor corpuri sferoidale ; este cazul degradării unor corpuri de granite din Dobrogea de Nord (în special masivul Pricopan) din Carpații Meridionali (Betezat, Paring) și al tufurilor din Munții Drocea (Vorța) (fig. 1.1)

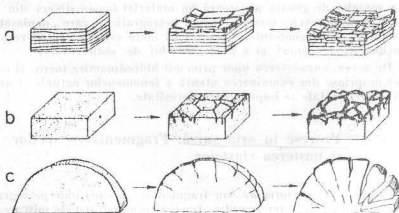


Fig. 1.1. Exfolieri (a), fisuri de contracție (b) și rupturi radiale (c) în corpuri elipsoidale : de la stînga la dreapta este redat sensul evoluției proceselor de termoclastie.

Forma cea mai înaintată de fragmentare este dezagregarea granulară, prin care sînt generate *granoclaste* — particule monominerale ce corespund cristalelor inițiale din constituția rocilor, și *litoloclaste* — particule poliminerale păstrînd compoziția, structura și textura rocii inițiale. Dimensiunile lor sînt centimetrice și subcentimetrice, iar detritusul rezultat prin „meteorizarea” unui granit constituie un *gruss*.

Alături de geometria produselor de dezagregare, mecanismele de formare a clastelor sînt atribuite la patru procese fundamentale: termoclastie, crioclastie, haloclastie și umectare-uscare.

● Procesele de termoclastie sînt controlate de insolație, adică expunerea rocilor la radiațiile solare și de variațiile termice, diurne și sezoniere, la care sînt supuse suprafețele rocilor. Fragmentarea prin insolație și repetarea ciclurilor de încălzire-răcire se realizează frecvent în rocile alcătuite din minerale cu coeficienți de dilatare termică diferiți (granite cu hornblendă, arcoze, gnaise cu biotit etc.) și este foarte activă în regiunile desertice și temperate în care extremele termice atinge un interval de 60–70°C și, respectiv, de 10–50°C.

Efectele variațiilor termice diurne sînt de patru categorii:

(a) individualizarea de „solzi” milimetrici, prin exfoliere în special la suprafața rocilor cu texturi planare (filite, argile, micășisturi);

(b) apariția fisurilor de contracție, cu geometrie poligonală și dispoziție perpendiculară pe suprafața expusă la soare în rocile omogene și, de regulă, izotrope din punct de vedere mecanic (gresii, tufuri, aplice, argile);

(c) dezvoltarea de rupturi (fisuri) radiale în corpurile sferice sau cu suprafețe curbe, elipsoidale și nașterea unor fragmente cu aspect de prisme triunghiulare (în pillow-lave, cum se poate vedea în curgerile bazaltice din platoul Niculițel sau din Munții Drocea);

(d) dezagregarea granulară a rocilor omogene izotrope termic — cu formare de „claste” păstrînd conturul cristalelor primare. Toate aceste procese sînt mai active cînd rocile preexistente nu sînt umectate; în prezența apei ele sînt foarte lente.

● Procesele de crioclastie conduc la formarea clastelor prin acțiunea repetată a gelivației (alternarea perioadelor de îngheț-dezghet) și, de aceea, ele sînt active în regiunile cu temperaturi medii în jur de 0°C (regiunile subpolare și regiunile montane cu înălțimi mai mari de 2 000 m). Forța de distrugere este generată de presiunea ce ia naștere în procesul de înghețare a apei și este eficientă atunci cînd sînt îndeplinite și alte condiții cum ar fi:

— existența în rocile supuse crioclastiei a unor porozități efective care să permită circulația liberă a apei;

— coeficienți de compresibilitate mici și rezistențe mecanice reduse (gresii, filite) vezi tabelul 1.1;

— cantitatea (volumul) de apă care există în pori și cu care intensitatea proceselor crioclastice este direct proporțională;

— temperaturi cuprinse între –5° și +15°C;

— numărul ciclurilor îngheț-dezghet.

De exemplu, presiunea (p) exercitată de înghețarea apei și cristalizarea gheții într-un calcar este dependentă de coeficientul de compresibilitate al rocii (X_r) și de densitatea pe care o atinge gheața (ρ) în timpul răcirii. Astfel:

$$p = \frac{1 - \rho}{\rho \cdot X_r + X_g} = 6\,500 \text{ bar/cm}^2;$$

în care X_g este coeficientul de compresibilitate al gheții, iar

$$X_g = 0,5 \cdot 10^6$$

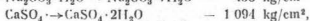
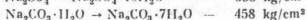
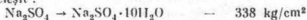
Tablul 1.1. Coeficienții de dilatare volumetrică (A) și compresibilitate (B) ai unor minerale din roci

Minerale	A = 10 ⁻⁴ /°C la 0—100°C	B = 10 ⁻⁴ /bari la 0—100°C
cuarț	34	2,70
oligoclaz	12	1,74
andezin	13	1,50
ortoclaz	14	2,12
augit	18	1,07
Roci	„2”	kg/cm ²
granit	0,75	700—1 500
bazalt	0,54	1 500—2 000
calcar	0,80	300— 800
gresie	1,00	800—1 200

Date experimentale obținute de Birot (1982) arată că punctul de îngheț al apei în capilare este o funcție a dimensiunii porilor: la -1°C ... 2°C pentru pori cu diametrul de 3 000—2 000 Å și la $-7,5^{\circ}\text{C}$ pentru pori cu diametrul de 75 Å. Fragmentarea unor probe de calcar supuse crioclastiei poate afecta între 30—100% din volumul lor inițial la trecerea lor prin 50 cicluri îngheț (-20°C) — dezgheț ($+20^{\circ}\text{C}$). Dar, dincolo de acest exemplu, rocile se comportă foarte diferit, la crioclastie. Gresile cuarțoase puternic cimentate se fragmentează în proporție de 1—5% în 500 cicluri, iar cele litice, slab cimentate, până la 100% în 500 cicluri; riolitele cu „porozitate” de 11% se fragmentează 2—10% în 300 cicluri, iar granzile proaspete au generat într-un experiment pe o suprafață de 6 m² — o cantitate de 120 g detritus după 300 cicluri îngheț (la -25°C timp de 8 ore) — dezgheț (la $+30^{\circ}\text{C}$ în 6 ore). În raport cu tipul de climat rece de pe Glob se constată că variațiile termice mai mici și temperaturile negative mai apropiate de 0° (așa cum este cazul zonelor „islandeze” (-5°C ... $+15^{\circ}\text{C}/24$ ore) sînt mai favorabile crioclastiei decît variațiile caracteristice zonelor „siberiene” (-30°C ... $+20^{\circ}\text{C}/48$ ore). Astfel de parametri permit, de fapt, și succedarea unui număr mai mare de cicluri de gelivație, care grăbesc fragmentarea rocilor preexistente prin exfoliere și dezagregare granulară. Forma și dimensiunile clastelor sînt întotdeauna dependente de compoziția și structura rocii preexistente.

● Procesele de haloclastie, adică de generare a clastelor datorită expansiunii rețelei cristaline a sărurilor prin încălzire și hidratare, sînt active în acele roci în care soluții saturate în carbonați, sulfați și cloruri cristalizează în spații semiînchise, capilare, dezvoltînd presiuni mari asupra pereților porilor și fisurilor.

De exemplu, prin încălzire, rețeaua NaCl suferă o expansiune termică de trei ori mai mare decît a cuarțului, iar sulfații și carbonații de Na și Ca dezvoltă în urma expansiunii prin hidratare presiuni de ordinul sutelor de kg/cm². Astfel, din datele experimentale ale lui Mortensen și Birot (1982) a reieșit:



iar pierderea în greutate a unor probe de granite (cuburi cu latura de 7 cm introduse în soluții saline saturate) a fost de 14—25 g în prezența Na₂SO₄, 6—7 g a NaCO₃ și 2—3 g a MgSO₄.

♣ Se poate, aprecia că fragmentarea rocilor sub influența acestor procese este mai rapidă cînd soluțiile care le penetrează se apropie de compoziția soluțiilor din sol, cînd cantitatea de sulfați (de Na) este mult mai mare decît cea de cloruri și cînd rocile prezintă spații libere ca forme și dimensiuni diferite. Astfel de condiții există mai ales în zonele aride din vecinătatea mărilor și oceanelor cu salinitate ridicată care alimentează pinze freatice situate în depozite cu capilaritate accentuată.

● Umectarea și uscarea. Variațiile termice ale atmosferei, alături de un aport periodic de apă la suprafața unor roci, determină procese de umectare și uscarea. Alternanța lor repetată la suprafața rocilor poroase, a argilelor, influențează starea fizică a acestora; în păturile superficiale apar crăpături poligonale și apoi descumări în solzi. În perioadele și în zonele cu evaporație intensă este stimulată circulația ascendentă a soluțiilor prin pori și formarea de efflorescențe sau cruste de săruri. Experiențele lui Birot (1962) au ilustrat rolul procesului de umectare-uscarea; prin introducerea unor eșantioane, în mod alternativ, timp de 12 ore în apă, la temperatura camerei și timp de 12 ore în mediu uscat, la 70°C, el a obținut, după 12 luni, o dezagregare a probelor între 0,5 - 2% față de volumul inițial.

Pentru a completa imaginea factorilor care contribuie la dezagregarea rocilor în ariile continentale trebuie avut în vedere și rolul organismelor animale și vegetale care trăiesc în relație cu un substrat litic (spongieri, echinizi, anelizi sau licheni, alge, vegetație arboricolă etc.). De exemplu, rădăcinile arborilor instalați deasupra zonelor stîlcoase pătrund pe fisuri pînă la adîncimi de 5 - 15 m și exercită presiuni considerabile (30 - 50 kg/cm²) asupra pereților fisurilor. Lărgirea fisurilor favorizează circulația apelor și desprinderea blocurilor de rocă.

● Forța distructivă a apei și aerului în mișcare. ~~Eroziunea~~ Eroziunea fluxiatilă, ~~ahra-~~ ahra-ziunea marină și coraziunea constituie, în regiunile bine deschise și cu relief accidentat, principalele procese prin care rocile se dezagregă. Acțiunea mecanică exercitată de scurgerea apelor torențiale și a riurilor în interiorul ariilor continentale sau acțiunea valurilor asupra țărmurilor înalte au ca rezultat slăbirea coeziunii rocilor și fragmentarea lor pînă la desfacere în particule componente. Declanșarea acestor forțe își găsește suportul în impactul maselor de apă și aer cu suprafața liberă a rocilor. Mai ales în cazul aerului, acțiunea distructivă este sensibilă numai în acele situații în care acesta poate antrena fragmente — nisipoase sau chiar mai groșiere — pe care să le proiecteze în pereții stîncilor; acțiunea acestor agenți continuă prin transportul materialului fragmentat spre locurile de depunere. Rocile sedimentare cu stratificație pronunțată — șisturile argiloase, marnele — cele metamorfice cu șistozitate evidentă — filitele — au față de acțiunea erozivă o rezistență considerabil mai mică decît gresiile și calcarele masive sau micașisturile și gnaișele. În rocile magmatice eroziunea decurge mai lent și este accelerată numai acolo unde aceste complexe de roci sînt afectate de diaclaze.

Dezagregarea rocilor preexistente în ariile continentale și transportul materialului rezultat spre bazinele de sedimentare sînt procese cu acțiune lentă dar constantă, controlate și de relief. Este de notat că prin dezagregare se mărește suprafața specifică a produselor formate dintr-un anumit volum de rocă, ceea ce facilitează, în continuare, desfășurarea proceselor chimice de alterare a rocilor.

1.1.2. Dinamica materialului dezagregat

Din zonele de fragmentare-dezagregare spre locurile de acumulare, elastele urmează un drum ce leagă două areale situate la altitudini diferite, și care tinde, pentru o anumită etapă din evoluția lor să restabilească un echilibru gravitațional. În istoria unor sedimente și roci elastice, mișcarea elasteilor spre nivele din ce în ce mai joase se poate repeta de mai multe ori.

Pe suprafețe orizontale deplasarea particulelor detritice sub acțiunea apei și aerului în mișcare este mai lentă și generează acumulări mai puțin importante.

Pe suprafețele înclinate, sub acțiunea forței gravitaționale sînt antrenate elastele libere sau volume întregi de detritus necoeziv (așa-numitele „sedimente mobile”) spre baza pantei. În acest proces mișcarea elasteilor poate fi accelerată de alți factori de mediu — apă, aer, gheață — astfel că, în final, la baza versanților, se formează acumulări cu grosimi considerabile mai mari decît pe suprafețele orizontale.

a. Cauzele mișcării elasteilor : mecanisme de transport

Mecanica acestui proces îmbracă două aspecte : ① al legilor care controlează deplasarea individuală a fiecărui elast și ② al legilor care controlează deplasarea colectivă a elasteilor. Adesea însă condiția geologică în care evoluează aceste elaste este foarte complexă și nu reprezintă — de departe — o situație univocă. De aceea, structurile formațiunilor sedimentare detritice înmagazinează frecvent informații foarte contradictorii.

Cauzele fundamentale ale inițierii mișcării elasteilor sînt : ① eforturile fizice care le afectează pentru a le tracta pe substrat, sălta sau ridica în suspensie, caz în care, în raport cu o condiție constantă a mediului, comportarea particulelor este determinată de proprietățile lor (diametru, formă, densitate etc.), și ② gravitația, cu efect universal, care pune în mișcare volume (mase) mari de particule, adesea, concomitent cu mișcarea lor „individuală”.

Stricarea echilibrului static în care se află o masă de elaste în punctul de inițiere a mișcării este declanșată întotdeauna de forțele de forfecare, care le modifică coeziunea internă, rupe contactele fragile dintre ele (pentru multe elaste doar punete de repaus) și într-un câmp gravitațional activ — al unui versant — le pune simultan în mișcare.

Dinamica elasteilor pe o pantă, exprimată prin durata și rata deplasării, este controlată strict de relația care se stabilește între componenta tangențială a gravitației pe de o parte și cea normală pe de altă parte.

Forfecarea gravitațională acționînd în josul unei pante poate deplasa particulele sedimentare (chiar dacă în acest proces nu sînt implicate fluide) ; elastele se vor mișca ușor și-și vor schimba poziția unele în raport cu altele dacă stressul de forfecare q , este mai mare decît forța de frecare q_0 și acționează paralel și spre baza pantei care face cu orizontala un unghi α (Fig. 1.2). Rezistența la forfecare a particulelor este definită de relația

$$\frac{q \cdot \bar{N}}{q_0 \cdot \bar{r}} = \lg \frac{q}{q_0}$$

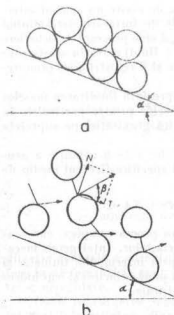


Fig. 12. Acțiunea forfecării gravitaționale asupra clastelor localizate pe o pantă [30] a — cînd $g_s > g_t$; b — cînd $g_t > g_s$

unde T este paralela la planul de forfecare;

N — direcția normală la panta pe care sînt deplasate particulele;
 β — unghiul mediu de ciocnire dintre particulele, considerat și un analog dinamic al coeficientului de frecțiune.

Un grup de particule este ținut în repaus cînd $g_s > g_t$.

Intrarea în mișcare a unei mase de particule atrage după sine o creștere a volumului inițial — o expansiune dinamică — datorită, în primul rînd măririi spațiului intergranular. „Dilatația” dinamică, denumită și „efectul Bagnold”, constituie, în final o funcție a intensității forfecării. Momentul de declanșare a forfecării și comportarea particulelor în mișcare pot fi apreciate dacă considerăm că particulele au formă de sferă și dacă analizăm relațiile lor geometrice pe baza parametrului λ . În formă liniară „concentrația λ ” este:

$$\lambda = \frac{\text{diametrul sferei}}{\text{distanța medie de separare a particulelor}}$$

$$\text{sau } \lambda = \frac{1}{(C_s/C)^{1/3} - 1}$$

în care: C_s este concentrația maximă pentru un volum cînd toate sferele sînt în contact și cînd distanța medie de separare a particulelor = 0;

C — concentrația volumului de particule considerat.

Cînd sferele sînt în contact λ este infinit, iar forfecarea unui volum de particule apare posibilă cînd λ este mai mare de 22. La valori $\lambda = 14-22$, un amestec granule-apă se comportă ca o pastă granulară, iar la valori $\lambda < 14$, ca un fluid Newtonian.

Stressul de forfecare a particulelor, exprimat prin T , poate fi definit în două intervale, ca o funcție a ratei de forfecare. În intervalul inerțial T este o funcție a pătratului ratei de forfecare (Friedman, 1978):

$$T_{\text{inerțial}} = 0,013\sigma(\lambda D)^2 \left(\frac{dU}{dY} \right)^2,$$

unde σ este densitatea particulelor; D — diametrul particulelor; Y — direcția normală la planul de forfecare; dU/dY — viteza de forfecare, schimbarea vitezei U cu distanța Y de la ...

În intervalul viscos, T este o funcție la puterea întâi a ratei de forfecare:

$$T_{\text{viscos}} = 2,2\lambda^{3/2}\eta \left(\frac{dU}{dY} \right),$$

unde η este viscozitatea fluidului (poise).

În foarte multe situații naturale aglomerările de claste au spațiul intergranular ocupat de fluide. Intervenția unui stress de forfecare determinând stricarea echilibrului dintre claste și apă atrage după sine procesul de lichefiere și curgere pe pantă a întregii mase afectate (solid + fluid) care, în aceste condiții, poate căpăta o viteză de deplasare mai mare și o redistribuire (amestecare) mai pregnantă a clastelor.

Un caz special al lichefierii sedimentelor îl reprezintă fluidizarea maselor de claste generate de mișcarea ascendentă a fluidelor printre particulele în mișcare. Ambele procese pot fi declanșate datorită gravitației pe suprafețe plane cu înclinări mici de 2–4°.

În domeniul sedimentar, deplasarea particulelor este o condiție a acumulării clastelor și se realizează cu particularități specifice fiecărui mediu de transport (apă, aer sau gheață).

b. Dinamica clastelor în mediul subacvatic

Deplasarea clastelor în mediul acvatic este un proces complex, care cuprinde, simultan, mișcarea fluidului și mișcarea clastelor. Înțelegerea mecanismelor de deplasare individuală a particulelor prin intermediul fluidelor și deplasarea în masă a acestora impune cunoașterea unor principii și legi hidrodinamice care acționează constant în mediile naturale.

Principii hidrodinamice ; proprietățile fluidelor

Mediul natural acvatic are proprietățile unui fluid caracterizat printr-o mare mobilitate. Componenta lichidă este greu compresibilă și cu densitate constantă la o temperatură dată, iar cea gazoasă este ușor compresibilă și, de aceea, fără densitate constantă. Mișcarea fluidelor în mediul natural este determinată direct de forțele care acționează asupra lor, în special de forța gravitațională. Viteza de deplasare este însă în funcție și de densitatea și viscozitatea lor, precum și de forțele de frecare cu substratul.

Deoarece particulele înglobate în fluid se deplasează o dată cu el, se poate considera că aceiași parametri controlează și comportarea lor.

Viteza de deplasare a unui curent de apă este determinată de corelația care se stabilește între forța gravitațională (paralelă cu linia pantei) și forțele de rezistență care se nasc prin frecarea apei cu alt curent, cu pereții canalului de scurgere sau cu patul suprafeței peste care el se deplasează. Cu cât forța de rezistență născută la contactul curentului cu substratul său este mai mică decât forța gravitațională, cu atât viteza curentului este mai mare. În funcție de viteza de deplasare a curentului și caracterul mișcării apelor curgerea poate fi laminară sau turbulentă (fig. 1.3).

Curgerea laminară se caracterizează prin mișcarea liniară, pe trasee paralele, a particulelor de lichid în interiorul curentului și este specifică volumelor de apă care se deplasează cu viteze foarte mici (mm/s) pe un substrat neted ; în prezența unui obstacol, mișcarea liniară a particulelor de apă se face după o curbă care-l înconjură. În natură curgerea laminară este rară și caracterizează zone foarte înguste, în locurile de deplasare a unor curenți în strate subțiri ; se poate întâlni la curgerea apelor subterane ce se deplasează cu viteze mici peste un substrat argilos sau în patul albiilor, la vărsarea fluviilor în mare. Prin depășirea vitezei critice și la creșterea debitului curentului, curgerea laminară trece în curgere turbulentă.

În *curgerea turbulentă*, vectorul vitezei are o direcție variabilă în fiecare punct al curentului, dar tinde sub unghiuri diferite spre direcția sa principală ; temporar și local, mase de apă mai mari sau mai mici se mișcă independent de

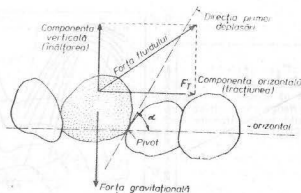


Fig. 1.3. Forțele care acționează în timpul curgerii turbulente asupra unui granulat încadrat pe substrat de alte granule [3].

direcția generală a curentului. Aceste modificări de direcție și viteză dau naștere la vârtejuri. Ele apar frecvent în jurul obstacolelor sau deasupra substratelor neregulate.

Dacă în curgerea laminară forțele tangențiale sînt identice și reflectă integral viscozitatea dinamică conform relației lui Newton, în curgerea turbulentă această relație este modificată de existența vîrtejurilor. Ea devine

$$\tau = (\mu + \eta) \frac{dv}{dy},$$

în care: η este coeficientul de viscozitate a vîrtejului; μ — viscozitatea dinamică a fluidului; dv/dy — rata deformării.

Modificările de viteză care marchează trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă pot fi ușor apreciate prin coeficienți lipsiți de dimensiuni, cum ar fi numărul lui Reynolds (Re) și numărul lui Froude (Fr). Numărul lui Reynolds se calculează cu relația

$$Re = \frac{\rho \cdot L \cdot v}{\mu} \quad \text{sau} \quad Re = v \cdot \frac{\rho}{\mu}$$

în care: v este viteza curentului; L — înălțimea curentului; ρ — densitatea apei; μ — viscozitatea dinamică; p — presiunea la baza coloanei de apă.

În cazul existenței unor particule sferice în calea curentului curgerea laminară se realizează cînd $Re < 0,1$, regimul de tranziție spre curgerea turbulentă cînd $Re > 1$ (dar, de obicei, între 40–120) iar curgerea turbulentă propriu-zisă cînd $Re > 300$.

Numărul lui Froude (Fr) este sugestiv pentru caracterizarea condițiilor hidrodinamice ale curentului și se poate calcula cu formula

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{g \cdot L}},$$

în care: V este viteza curentului; g — accelerația gravitației; L — adîncimea curentului;

$Fr < 1$ caracterizează curgerea lentă care nu antrenază sedimentele din patul curentului;

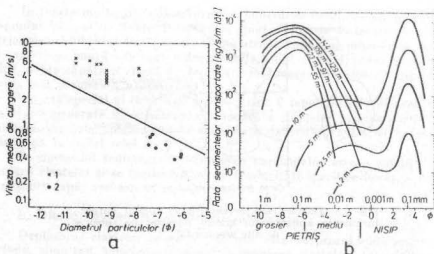


Fig. 1.4. Relațiile care se stabilesc între diametrul elastelor și viteza curentului (a), rata sedimentelor transportate și adâncimea lui (b) [30]: 1 — din aluviuni cu valuri de nisip; 2 — din aluviuni de apă puțin adâncă.

$Fr > 1$ caracterizează curgerea rapidă care antrenează sedimentele din patul curentului (v. fig. 1.4); el poate fi atins fie prin creșterea vitezei și menținerea constantă a adâncimii, fie prin reducerea adâncimii și menținerea constantă a vitezei.

În natură, condițiile curgerii rapide pot fi realizate numai în ape puțin adânci. În tabelul 1.2 sînt date adâncimile apei și viteza curentului pentru care se obține $Fr = 1$. Ele sugerează că numai întîmplător se realizează o curgere rapidă în ape a căror adâncime variază de la cîțiva mm la cîțiva m. În mediul marin, vitezele de 1 m/s sînt rare (de obicei ajung la 2 m/s), iar în mediul fluvial viteza de 9 m/s se realizează în condiții excepționale.

Tabelul 1.2. Relația dintre adâncimea apei, viteza curentului și numărul lui Froude (din Relneck și Singh, 1973)

Adâncimea apei	Viteza curentului, m/s	Nr. lui Froude
1 cm	0,31	1
10 cm	0,99	1
1 m	3,12	1
10 m	9,90	1
100 m	31,32	1

Mișcarea elastelor. Desprinderea particulelor din substratul curentului și modul de deplasare a lor în cadrul unui curent sînt condiționate de dimensiunea lor și de viteza de deplasare a apei. Noțiunile de competență și capacitate definesc relațiile dintre acești parametri și precizează raporturile dintre sedimente și caracterul curgerii — laminare sau turbulente.

Competența unui curent reprezintă o măsură a celei mai mari dimensiuni a particulei pe care acesta o poate mișca și se exprimă prin relația:

$$[d_{cr} = \gamma, \tau, \mu, \rho] = 0,$$

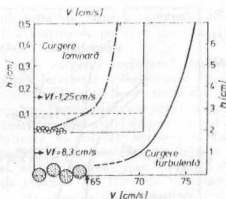


Fig. 1.5. Curbele curgerii laminare și curgerii turbulente în funcție de adâncimea de deasupra substratului (h) și de viteza curentului (v) (diagrama lui Shields) [13].

în care: d este diametrul particulelor; $\gamma_s - \gamma$ — diferența dintre greutatea specifică a granulelor și a apei; σ — stresul de forfecare; μ — viscozitatea fluidului; ρ — densitatea fluidului.

Din acest punct de vedere competența concretizează începutul mișcării unor particule și a fost exprimată grafic pentru curgerea laminară și cea turbulentă de către Shields. Figura 1.5 redă condițiile necesare pentru începerea mișcării sedimentelor în cazul curgerii laminare pe substrat neted (plan) format din granule cu $\phi = 0.16$ mm și în cazul curgerii turbulente pe un substrat rugos format din granule cu $\phi = 7.2$ mm. Astfel, valoarea vitezei de forfecare (V_f) necesară pentru punerea în mișcare a granulelor în condițiile curgerii laminare este egală cu 1.25 cm/s, iar a curgerii turbulente cu 8.3 cm/s, ceea ce echivalează cu un stress de forfecare $\tau = 70$ dyne/cm².

Caracterul subcritic și supercritic al curgerii laminare și turbulente poate fi apreciat, după Allen (1984) și în funcție de adâncimea și viteza curentului (fig. 1.6).

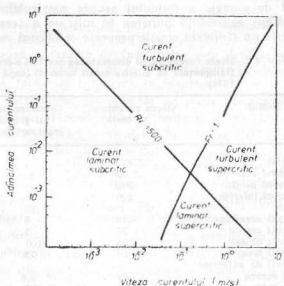


Fig. 1.6. Diagrama lui Allen pentru precizarea domeniilor subcritic și supercritic ale unui curent laminar și turbulent [3]

Hjulstrom (1935) a exprimat competența curentului pentru transportul particulelor cu diferite dimensiuni ca o funcție a vitezei critice a curentului. Pe diagrama lui Hjulstrom condițiile deplasării granulelor sînt redată comparativ cu condițiile eroziunii și sedimentării lor (fig. 1.7.) Alura, aparent anormală, a limitei transport-eroziune în domeniul dimensiunilor mici ($< 0,05$ mm) se datorește forțelor coezive care leagă între ele particulele de silt și argilă și nu permit, astfel, desprinderea lor imediată din substrat. Din această cauză, granulele de nisip pot fi transportate la viteze mai mici ale curentului decît cele pelitice. Viteza curentului pentru mișcarea unor particule de diferite dimensiuni este redată în tabelul 1.3.

Capacitatea unui curent definește rata deplasării sedimentelor de fund, fiind o funcție complexă în al cărei calcul trebuie luate în considerație dimensiunile granulelor, volumul, puterea curentului, forma substratului, precum și alte condiții hidrodinamice. Acest lucru a făcut dificilă pînă acum, punerea sa în ecuație.

Transferul de energie a fluidului asupra particulelor îmbracă diverse forme și are drept consecință punerea în mișcare a acestora. La trecerea unui curent peste un sediment elastic necoeziv echilibrul mecanic este stricat

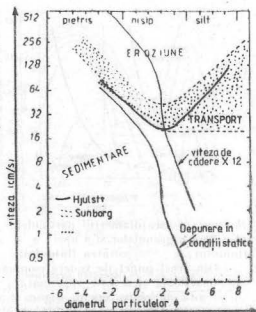


Fig. 1.7. Condițiile de eroziune, transport și sedimentare ale clastelor, exprimate în funcție de viteza curentului și diametrul particulelor [30].

Tabelul 1.3. Viteza curentului și dimensiunea maximă a granulelor transportate în diferite medii naturale (după Kukul, 1971)

Mediul	Viteza curentului, cm/s	Diametrul maxim al granulelor transportate, mm
Fluvial		
cursul superior	1 000	1 000
cursul mediu	300	250
cursul inferior	200	150
Tidal	150—160	120
Curenți oceanici	330	5
Curenți marini	20	3
Curenți litorali	100	100
Curenți lacustri	10	0,8
Curenți de adîncime		
în oceane	25	3,5
în mări	10	0,8
pe șelf	20	3

de forța de impact (coliziune) a fluidului exercitată asupra clastelor, de fluctuațiile de presiune din cadrul curentului și de fenomenul de „lift force” (forță ascensională).

În curgerea turbulentă fluctuațiile de presiune se manifestă atât deasupra interfeței sediment-apă cît și în masa fluidelor interstițiale; de asemenea, fluctuații de presiune sînt transmise spre apele de fund atunci cînd un val traversează un punct considerat. Adesea, descreșterea de presiune deasupra unui astfel de punct are drept consecință activarea clastelor printr-o mișcare ascendentă normală la interfața sediment-apă. Aceste fluctuații pot cauza, de asemenea, oscilații în masa sedimentelor necoezive slab sortate și, astfel, „ieșirea” spre suprafață a clastelor grosiere. De aceea, fluctuațiile de presiune pot fi considerate una din cauzele granoclasării inverse.

Deplasarea unui curent acvatic în patul „albiei” sale cu o anumită viteză (limită) poate genera prin mecanismul de *lift force* (forța care determină înălțarea avionului deasupra solului) antrenarea ascendentă a unor claste de nisip sau silt pînă la o distanță de cîteva ori mai mare decît diametrul particulelor; datorită inerției, particulele pot fi deplasate pe distanțe scurte chiar după încetarea forței ascensionale. Cînd viscozitatea fluidului învinge această inerție, clastele nu-și pot continua drumul și revin — grație gravitației — pe substrat.

Toate aceste forțe sînt responsabile pentru activarea clastelor în cadrul unui curent și explică mecanismele intime de deplasare individuală și în masă a particulelor detritice.

Mecanisme de transport

În mediul acvatic, clastele sînt transportate individual, particulă-cu-particulă și în masă, prin procese gravitaționale.

Transportul particulă-cu-particulă. Acest mecanism, identificat cu deplasarea individuală a particulelor, este activat de forța fluidului asupra particulelor considerate izolate.

În masa unui curent de apă, particulele de sedimente sînt antrenate în mișcare de deplasarea fluidului. Particulele aflate în contact parțial cu substratul formează o sarcină de fund, care este deplasată prin tracțiune și saltație, iar cele independente de substrat, reținute în apă datorită turbulenței curentului, formează o sarcină în suspensie.

Deplasarea particulelor pe substrat se poate efectua de către curent prin tracțiune (tirire și rostogolire) și saltație gratie forțelor de impact exercitate de fluid și inerției particulelor în mișcare (fig. 1.8).

→ Tracțiunea particulelor de către fluide urmează adesea trasee paralele cu substratul și, deci, cu direcția stressului de forfecare. Inițierea mișcării particulelor este controlată de viteza medie critică a curentului, pentru o anumită adîncime a sa, și apare ca o funcție a diametrului lor. Tirirea pe un pat lutitic coeziv a unor claste ruditice generează pe suprafața acestuia șanșuri de dragaj, uneori cu un rid frontal (prin împingerea, în fața clastului, a materialului lutitic antrenat în mișcare). Prin tracțiune pe fund clastele arenitice și silțice din sedimentele necoezive se grupează în partea frontală a unui strat sub formă de lamine oblice (fig. 1.9). Prin deplasare prelungită clastele tractate construiesc seturi de lamine grupate în structuri complexe, cunoscute sub denumirea *corpuri oblice laminare*.

MODUL DE

TRANSPORT

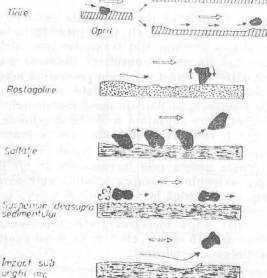


Fig. 1.8. Modul de deplasare a clastelor prin transportul patriculă-cu-patriculă și efectele sale asupra substratului [5].

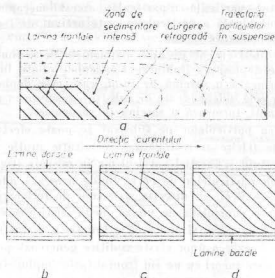


Fig. 1.9. Formarea laminelor oblice prin tracțiunea clastelor pe fundul unui curent (a); poziția laminelor frontale se modifică pe măsura creșterii vitezei curentului și tinde să devină tangențială (b, c, d) la setul de lamine bazale [5].

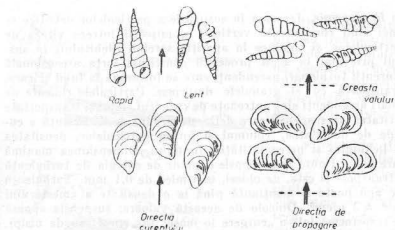


Fig. 1.10. Orientarea bioclastelor în raport cu direcția curentului și direcția de propagare a crestei valurilor [3].

Bioclastele, în raport cu forma lor, se orientează și ele în acord cu direcția curentului sau direcția de propagare a crestei valurilor (fig. 1.10).

Rostogolirea reprezintă cel mai obișnuit mod de transport al clastelor în mediul fluviatil și depinde de forma particulelor și natura fundului. Granulele sferice se rostogolesc cel mai ușor pe suprafețe netede și, la aceeași viteză a curentului, mai repede granulele mici decât cele mari. Clastele rudite, prin rostogolire, se orientează cu axa lungă transversal față de direcția curentului, iar atunci când repauzează în/sau pe nisip fin, mișcarea lor este precedată de excavarea nisipului din față de către curenți turbiditari.

Saltația granulelor de pe suprafața patului se produce atunci când forța gravitației este temporar depășită de capacitatea de transport a curenților. Ea reprezintă mecanismul principal prin care o particulă elastică este ridicată în suspensie.

Forța verticală de ridicare a granulelor este exprimată prin ecuația Bernoulli, care stabilește că de-a lungul unui curent suma energiilor componente pe unitatea de masă a fluidului datorită presiunii (p/ρ), accelerației gravitației ($g \cdot h$) și vitezei (v) trebuie să fie constantă:

$$\frac{p}{\rho} + g \cdot h + \frac{v^2}{2} = \text{constant}$$

Prin saltație sînt deplasate în medii turbulente granule cu diametru mediu cuprins între 0,4 și 0,06 mm atunci când viteza curentului este crescută. Dimensiunea maximă a granulelor ridicate prin saltație depinde de adîncimea apei, viteza curentului și forma substratului. Viteza particulelor sedimentare deplasate prin saltație este mai mică decât viteza curentului, iar uzura lor, datorită șocurilor, este foarte puternică. Mișcarea prin saltație este caracteristică sedimentelor fluviale și parțial celor din zonele de plajă și are ca efect, pe suprafața unui substrat lutitic coeziv, formarea de: *caneluri* discontinui; *excarații* de impact, circulare sau elipsoidale din ce în ce mai puțin adînci spre aval (spre sensul în care scade viteza curentului; *urme de înfigere* a obiectelor saltate.

Deplasarea în suspensie. Trecerea în suspensie a particulelor detritice se realizează atunci cînd componenta verticală a mișcării întrece viteza de depunere a particulelor și conduce la apariția sarcinii (debitului) în suspensie. Factorul principal în acest proces îl constituie forța ascensională provocată de curenții turbionari ascendenți care se formează la fund și care, la ridicare, transportă cu ei granulele desprinse. Particulele ridicate de curenții turbionari ascendenți sînt antrenate de curentul rîului și transportate spre aval. Cantitatea de suspensii care definește gradul de turbulență a curentului depinde de densitatea, volumul și forma particulelor, densitatea și vîscozitatea lichidului și neregularitățile fundului. Dimensiunea maximă a granulelor care pot fi ținute în suspensie depinde de energia de turbulență a mediului de transport și este, de obicei, mai mică de 0,1 mm. Turbulența unui curent de apă poate fi menținută pînă la o densitate a amestecului sediment-apă de $\approx 2 \text{ g/cm}^3$. Dincolo de această valoare, suspensia apoasă (turbulentă) se transformă într-o „curgere în masă” (de noroi sau de nisip). Pentru menținerea în suspensie a unui nisip fin (clasa 0,125–0,250 mm), viteza de înaintare a curentului trebuie să fie de 50 cm/s.

Mișcarea sedimentelor în suspensie este caracteristică atât rîurilor, în cursurile lor inferioare, cît și curenților marini. Repartiția sedimentelor în suspensie, în secțiunea unui curent (în cea a unui rîu în mod deosebit), nu este uniformă, densitatea lor crescînd de la suprafață spre fund și de la margini spre centru.

Suspensiile turbulente sînt de două feluri: 1) *suspensii gradate* formate prin interacțiunea apei cu substratul necoeziv și în care debitul solid crește cu depărtarea de substrat și 2) *suspensii uniforme*, cu debit solid constant, care-și datorează proprietățile lipsei de interacțiune dintre curentul de apă și substrat.

Deplasarea particulelor în suspensie, urmată de depunerea lor diferențială — conform vitezei de sedimentare —, conduce la structuri construcționale cu *granoclasare normală*; din suspensiile turbulente se depun succesiv claste cu diametrul din ce în ce mai mic.

Transportul în masă. Procese gravitaționale. Acțiunea forței gravitaționale asupra unei mase de sedimente necoezive în echilibru instabil, sau asupra unor mase de roci fragmentate în blocuri aflate în extremitatea „de sus” a unei pante poate declanșa deplasarea lor spre baza pantei. În primul caz, „transportul” materialului îmbracă forma unei curgeri gravitaționale, iar în cel de al doilea a unei alunecări gravitaționale.

Curgeri gravitaționale („gravity flow”). Curgerile gravitaționale reprezintă deplasări simultane ale sedimentelor și ale fluidului interstițial, care modifică radical structura internă a sedimentului inițial. Curgerea sedimentului este inițiată pe pante cu unghiuri mai mari de 4–5° și se produce cu o viteză de 5–15 m/sec (fig. 1.11). Masa alunecată, saturată adesea și cu fracțiune argiloasă, are o comportare plastică și este activată în principiu de trei tipuri de forțe: a) presiunea lichidului interstițial; b) interacțiunea dintre granule; c) coeziunea matricei. Procesele acționează, de regulă, selectiv, ca o funcție a dimensiunilor preponderente ale clastelor din sediment și pot trece de la unul la altul (a→b→c) pe măsură ce dimensiunile particulelor scad. Declanșarea acestor forțe inițiază, la rîndul lor, trei tipuri de curgeri gravitaționale: 1) curgeri fluidizate, 2) curgeri cu presiune dispersantă și 3) curgeri mîloase.

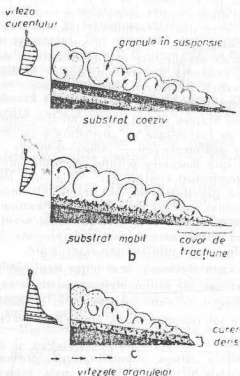


Fig. 1.11. Deplasarea curgerilor gravitaționale (sau a curenților de turbiditate) în raport cu substratul lor: a — coeziv; b — necoeziv; c — covor de tracțiune cu viteză mai mare [30].

Pînă la sesizarea acestor aspecte privind transportul în masă literatura de specialitate a fost dominată de conceptul curenților de turbiditate prin care s-a explicat originea sedimentelor clastice acumulate la baza povinișurilor continentale (turbidite).

● Curgerile fluidizate reprezintă mase lichiefiate de sedimente rudifice și arenitice care curg pe pante cu înclinare mică (3–10°) sub forma unui lichid viscos. Amestecul de sedimente și apă se acumulează foarte aproape de baza pantei și pierde treptat lichidul interstițial. El ajunge să se consolideze prin mecanismul de înghețare a curgerii și să corespundă, din punct de vedere litologic, cu turbiditele proximale.

● Curgerile cu presiune dispersantă (grain flow) caracterizează depozitele de nisipuri care curg pe pante cu înclinare mai mare de 15–18°. Presiunea dispersantă rezultă din interacțiunea clastelor de nisip în prezența apei. Viteza lor de deplasare poate fi mai mare decît a curgerilor fluidizate, iar produsele generate (avalanșe de nisip)

depășesc ca arie de răspîndire zona de ocurență a acestora. Echivalentul „turbiditic” al unor astfel de curgeri îl reprezintă fluxoturbiditele

● Curgerile mîloase (mud flow, debris flow), sînt dominate de ponderea fracțiunii argiloase (întotdeauna > 10%) în amestecul de nisip și apă și sînt activate de presiunea exercitată asupra clastelor groșiere de către „matrice” (fracțiunea pelitică). Curgerile argiloase au viteze de deplasare cuprinse între 5 și 15 m/s și se materializează în depozite slab sortate de tipul diamictitelor, foarte asemănătoare din punctul de vedere al constituției granulometrice cu tillitele (argile cu blocuri).

Curgeria de noroi (lahar) generată de erupția vulcanului Nevado del Ruiz (la 13 nov. 1985), Columbia, și de topirea zăpezii din zona craterului său s-a deplasat pe o lungime de 50 km cu o viteză de 160 km/oră și a acoperit o suprafață de 40 km²; grosimea sa a variat între 3 și 40 m. Ea exemplifică foarte bine produsul unei cugeri gravitaționale, în general, și a unei curgeri mîloase, în special.

● Curenții de turbiditate au fost menționați pentru prima oară de Daly (1936) în legătură cu formarea văilor submarine. Treptat, ei au fost considerați și cauza conurilor de dejecție submarine. Sînt curenți episodici de apă densă, cu suspensii de sedimente, care se deplasează cu viteze mari (> 100 km/oră) pe pante cu înclinări mai mari de 3–4°. Datorită traiec-

tului lor unidirecțional și încărcăturii de sedimente au o mare putere de eroziune. La originea lor se află aportul mare de mil continental în anotimpul ploioș, valurile înalte și cutremurele care distrug echilibrul labil al sedimentelor din extremitatea șelfului continental, le ridică în suspensie și le expune acțiunii gravitației. Modul lor de manifestare explică amestecul de material cu granulații foarte diferite, existența materialului grosier la distanțe mari de țărm și transportul acestuia în direcții care nu-și găsesc un echivalent în structura generală a depozitelor.

În 1965 Ewing și Thorndike și apoi Stanley (1969) au argumentat rolul sedimentologic pe care îl au curenții de turbiditate cu „densitate scăzută” și viteză mică. Conform conceptului lor, sedimente fine — silturi și mluri — aduse de riuri sunt antrenate de hulă spre marginea șelfului, de unde, preluate de curenți, sunt împinse spre povârnișul continental. Alunecarea lor în acest sector se face prin curgere lentă, gravitațională, cu viteze de 10 cm/s. O asemenea suspensie difuză poate întîlni capătul unui canal (sau canion) pe care, intră și curge unidirecțional sub acțiunea gravitației. Acești curenți nu au putere erozivă dar pot căra cantități mari de material, pe care îl împrăștie la baza pantei sub formă de nivele subțiri, slab stratificate.

Alunecări gravitaționale. Alunecări gravitaționale se numesc deplasările pe pantă ale blocurilor masive coezive sau ale sedimentelor plastice în raport cu o suprafață lubrefiantă. În funcție de natura materialului deplasat și de modificările produse în structura internă a acestuia, alunecările gravitaționale pot fi nestratificate (cînd se produce fără deformări interne ale blocurilor deplasate) și interstratificate (cînd afectează sedimente plastice, mai puțin componente, și interstratificate în sedimente coezive (fig. 1.12).

Alunecările gravitaționale sînt inițiate în fruntea falezelor marine sau a teraselor submarine din secțiune cu instabilitate tectonică și afectează suprafețe mari pe pantele din fața acestora. Cele mai frecvente produse ale alunecărilor nestratificate sînt olistostromele sau formațiunile detritice cu olistolite (denumire acordată blocurilor alunecate, cu volume variabile, de ordinul zecilor și sutelor de km³). O caracteristică a olistostromelor o constituie proveniența comună (din aceeași arie sursă) a blocurilor și a matricei pe care le înglobează sedimentele în curs de depunere.

Efectele deplasării elastelor. Un curent de apă caracterizat prin viteză, putere și sarcină (debit solid), interacționează cu particulele pe care le transportă și, de foarte

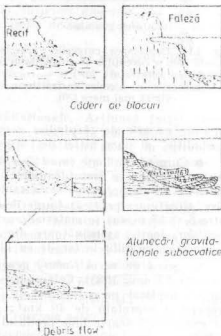


Fig. 1.12. Căderi de blocuri și alunecări gravitaționale nestratificate; fruntea unei alunecări (sau faciesul ei distal) poate îmbrăca structura unei curgeri mîlase („debris flow”) [30]

multe ori cu substratul sau patul său. Foarte rar, curenții sînt neutri și deplasează în întregime sarcina lor sedimentară fără a schimba sediment cu substratul. De cele mai multe ori, însă, efectele curenților acvatice produc modificări atât în proprietățile clastelor transportate cît și în morfologia substratului, prin apariția la interfața sediment-apă a structurilor erozionale. Cînd forța de tracțiune și menținere în suspensie a clastelor coboară sub limita impusă de efectul gravitației acestea se acumulează și capătă variate structuri construcționale, exprimînd prin particularitățile lor regimul de curgere al curențului.

Efectele curenților asupra clastelor. Principalele modificări pe care le suferă particulele elastice dintr-un sediment în timpul transportului de către curenții de apă constau în :

- spargerea granulelor în fragmente colțuroase datorită ciocnirilor ;
- pulverizarea granulelor mici prinse în ciocnirea granulelor mari ;
- abraziunea determinată de frecarea între granule (pietrișuri și blocuri) ;
- creșterea gradului de rulare a clastelor ;

— scăderea dimensiunilor în josul curențului (micșorarea dimensiunilor se face mai rapid la fragmentele mari decît la cele mici). O masă de sedimente eterogene poate, prin transport, să se separe într-o succesiune de acumulări omogene, formate din pietriș, nisip, silt și argilă, ceea ce crează o sortare progresivă.

Rezistența la abraziune este o funcție a durtății mineralelor și crește de la sulfați și carbonați către silicați : seria baritănă, sideroză, fluorină, goethit, disten, hematit, apatit, diallag, rutil, hornblendă, zircon, epidot, granat, sfen, staurolit, microclin și cuarț a fost astfel ordonată de Thiel și reflectă creșterea rezistenței la abraziune.

Efectele curenților asupra substratului. Un curent de apă încărcat cu particulele în suspensie sau tractînd claste de diametre și forme diferite traversează în drumul său fie sedimente coezive, de regulă lutitice, fie sedimente arenitice (nisipuri) adesea necoezive (mobile). El exercită asupra substratului o acțiune erozivă a cărei intensitate depinde de competența sa și regimul de curgere.

Pe suprafața unui sediment lutitic pe care curge curențul se pot forma structuri erozionale numite mecanogliffe, determinate de caracterul turbulent al curgerii și de unele obiecte transportate. De o mare diversitate morfologică și genetică — *caneluri de eroziune, șanțuri de dragaj, urme de saltajie și de rulare* — mecanogliffele apar la suprafața sedimentului sub forma unor excavații liniare, circulare sau elipsoidale.

Solitare sau formînd asociații caracteristice, canelurile de eroziune se ordonează în șiruri paralele cu direcția curențului (de transport al materialului elastic) (fig. 1.13). Datorită rugozității și aderenței clastelor, între viteza de eroziune a curențului și diametrul particulelor din substrat nu există o relație liniară (v. fig. 1.7). Din diagrama lui Hjulstrom se poate sesiza că erodarea lutitelor consolidate necesită curenți mai puternici, similari cu cei care imprimă deplasarea pietrișurilor.

Evoluția canelurilor de eroziune (*flute marks*) este controlată de așa-numitul fenomen de „separare a curgerii” (Allen, 1969) ce se manifestă în aval de o neregularitate a fundului făcînd să apară un vîrtej (*vortex*) ce acționează pe o direcție independentă de cea a curențului principal. Cînd depresiunea erodată nu mai permite curgerea retrogradă, vortexul devine instabil și dispare, iar canelura se pierde în suprafața straturilor.

În condițiile curgerii cu viteză redusă se formează mecanoglife care, în linii mari, sînt paralele cu direcția curentului (riduri longitudinale); curenții mai puternici generează, de regulă, alinamente transversale pe direcția curentului. Într-o succesiune de depozite elastice în care nivelele lutice alternează cu nivele arenitice, astfel de structuri se pot conserva prin mulajul formelor erozive depresionare (din lutite) la partea inferioară a straturilor arenitice; în nisipuri și pietrișuri, astfel de urme nu se conservă.

Obiectele transportate de curent (fragmente de argile, oase de pești, bioclaste, galefi) lasă pe suprafața substratului urme diverse, discontinui sau continui, sugerînd atît forma obiectului, cît și consistența sedimentului subiacent. În lutite coezive se formează șanțuri cu profil în V, care trec treptat, spre sensul de deplasare a obiectului și la ieșirea lui din sediment, la un profil în formă de U. Deplasarea pe substrat a unui material moale generează o asociație de striuri apropiate și perfect paralele.

Patul alcătuit din sedimente necoezive, nisipoase, își modifică morfologia în corelația directă cu puterea curentului și regimul curgerii (fig. 1.14). Mișcarea sedimentelor pe fund conduce la apariția unor forme de relief pozitive numite *ondulații de curent* (sin. *ripple marks*) și la modificări în structura internă a sedimentului: se formează laminații oblice. În timpul unui *regim de curgere inferior* (viteza sub 50 cm/s, puterea curentului $\tau \cdot v < 0,5$ și numărul lui Froude < 1) formele de fund și structurile interne trec prin trei faze:

a) faza cu pat plan (substrat neted) menținut în cazul curgerii laminare pentru sedimente cu particule avînd diametrul $> 0,6$ mm; faza este însoțită de o laminație paralelă a depozitelor;

b) faza microondulațiilor generate de curenți cu viteza cuprinsă între 10 și 20 cm/s; ondulațiile au flancurile asimetrice (line spre amont și abrupte spre aval) și creste paralele sau sinuoase; lungimea lor este independentă de diametrul granulelor din sediment, iar amplitudinea este mică; distanța între creste se menține sub 30 cm, iar tracțiunea particulelor conduce la apariția laminației oblice la scară mică;

c) faza megaondulațiilor generate de curenți mai rapizi (viteza mai mare de 25 cm/s). Crestele își pierd continuitatea și paralelismul, urma lor în plan devine linguoidă sau semilunară, iar distanța dintre creste depășește 60 cm și crește cu adîncimea apei; laminațiile oblice apar la scară mare.

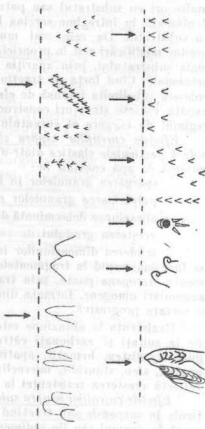


Fig. 1.13. Modele de orientare a cannelurilor de eroziune (văzute în plan) față de sensul deplasării (săgeată) și frontul curentului (linie întreruptă) [3].

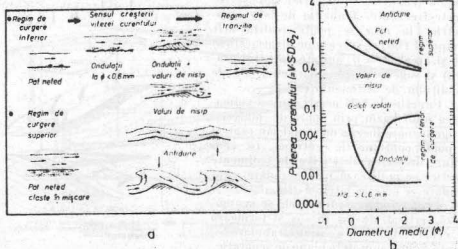


Fig. 1.14. Efecte generate de curent în substratul necoeziv ca o funcție a puterii sale, a regimului de curgere (a) și a diametrului mediu al particulelor (b) [30].

Trecerea la un *regim de curgere superior* (viteza curentului mai mare de 50 cm/s) este marcată de revenirea într-un prim moment la un substrat neted (a doua fază cu fund neted) și apoi la o morfologie cu antidune („faza antidunelor”). *Antidunele*, denumite astfel de Gilbert pentru capacitatea lor de a se deplasa spre amonte, reprezintă forme instabile, care urmăresc îndeaproape suprafața curentului.

Prin acțiunea prelungită a unor curenți, formele care apar la suprafața substratului pot migra; rata medie a migrării crește cu viteza curentului și cu diametrul elastelor, iar acolo unde coexistă mega- și microondulații viteza de deplasare a primelor este mai mică decât microondulațiile. Coleman citează viteza de deplasare a unor megaondulații cuprinse între 30–100 m/24 ore.

La suprafața scoarței terestre transportul materialului elastic prin intermediul apei se realizează în ariile continentale prin torenți și organisme fluxiale (rîuri și fluvii), iar în bazinele marine și oceanice sub influența valurilor, mareelor și curenților litorali, de larg etc.

Acumularea elastelor.

Materialul terigen, fragmentat prin dezagregare în aria sursă și deplasat prin variate mecanisme, ajunge să se depună în momentul în care echilibrul dintre claste și mediul lor de transport se strică. Acest lucru se întâmplă cînd deasupra unei arii de sedimente, forța gravitațională devine mai mare decât puterea și competența mediului care a deplasat sau care poartă în suspensie materialul. Stabilitatea elastelor în mediul lor de depunere este asigurată în ariile depresionare cu fund plat. Forma pe care o îmbracă acumulările de sedimente elastice exprimă simultan morfologia bazinului, mecanismul de transport al materialului, debitul curentului și, implicit, rata de sedimentare, ritmul subsidenței și, prin aceasta, oscilațiile nivelului de bază în raport cu care se produce acumularea. De aceea, geometria depozitelor sedimentare de origine mecanică apare mult mai complexă decât stratul — un corp tabular delimitat de fețe plane. Alături de acesta corpurile lentiliforme, cordonale, corpurile conice cu secțiune elip-

soidală (conurile de defecție) sînt și ele foarte frecvente. Tranziția de la o „geometrie” la alta se poate realiza atît temporal (într-o succesiune stratigrafică) cît și areal (într-o unitate litostratigrafică) și sugerează schimbări esențiale ale condițiilor de sedimentare.

Funcție de toți acești factori colmatarea unui bazin prin aport de material terigen poate începe marginal sau central și poate continua fie centripet, fie centrifug. Cresterea unei stive de sedimente clastice se realizează prin agrađare, progradare și acreție laterală (fig. 1.15).

→ Prin agrađare, sedimentele se acumulează vertical, de jos în sus și formează în centrul bazinului corpuri tabulare strale — cu suprafețe plane de separație. O astfel de unitate de sedimentare este bine delimitată spațial, atît granulometric cît și structural, și se întâlnește în depozitele de larg (și pelagice).

→ Prin progradare (îmăntare), acumularea sedimentelor are loc de la marginea bazinului spre interior și îmbracă forma unor corpuri lenticulare (strate efiliate), cu suprafețe sigmoide de separație. Adevse, astfel de corpuri sînt îmbricate și se recunosc prin laminațiile oblice. Sursa materialului se află în aria continentală limitrofă bazinului. Seriile prograde se recunosc prin granoclasări inverse (specifice, de altfel, bazinelor în care nivelul de bază coboară — regresivne). Acumulările de tip deltaic ilustrează cel mai bine acest proces de colmatare.

→ Prin acreție laterală (îngrămădire) sedimentele clastice se deplasează de la centrul spre marginea bazinului, grație sistemului de curenți centrifugi; acumulările acreționare au, de asemenea, aspect lentiliform și suprafețe sigmoide, dar înclină spre marginea bazinului și se dezvoltă sub forma unor cordoane paralele cu țărmul. Succesiunile de sedimente acumulate prin acreție se recunosc prin granoclasare normală și sînt, de regulă, caracteristice bazinelor subsidente controlate de mișcări eustatice pozitive (în timpul unor transgresiuni).

În bazinele cu suprafață mare și morfologie variată pot exista toate aceste forme de acumulare, ceea ce face ca sedimentele clastice să prezinte variații laterale de facies. Perioadele de acumulare a clastelor alternează, de regulă, cu perioade de pauză în sedimentare — hiatusuri — sau de acumulări cu rate foarte mici. Intervalul de timp al unui hiatus — ca și cel de acumulare — poate varia mult de la un loc la altul, iar suprafața stratigrafică care separă două unități de sedimentare — diastemul — să fie neregulată; în astfel de situații și corpul de sedimente subiacent capătă o morfologie complexă.

Încercînd să generalizeze succesiunea fazelor care conduc — prin acumulare de clase — la individualizarea unei entități sedimentologice, Frazier (1971) a elaborat un model foarte uzitat azi în studiul faciesurilor detritice

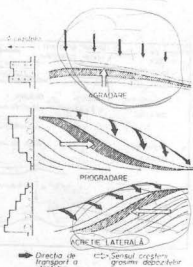


Fig. 1.15. Mecanisme fundamentale de acumulare a depozitelor clastice într-un bazin de sedimentare [32].

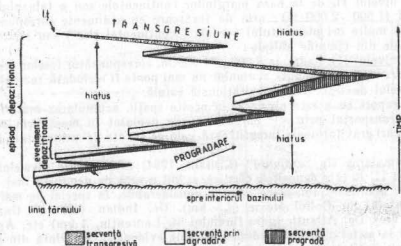


Fig. 1.16. Modelul Frazier privind mecanismele de acumulare a sedimentelor epiclastice și relațiile lor cu momentele de „hiatus” din evoluția unui bazin de sedimentare [32].

purtau de cărbuni și hidrocarburi. Cea mai simplă unitate depozitională separată de două hiatusuri constituie un *eveniment depozitional* și se realizează în trei stadii (faze) distincte (fig. 1.16):

a) faza de progradare inițială, caracterizată prin acumularea progresivă a clastelor dinspre continent spre bazin și creșterea grosimii sedimentelor în acest sens;

b) faza de agradare penecontemporană, când se produce o acumulare de depozite „cap” peste sedimentele prograde și a căror grosime crește spre continent;

c) faza transgresivă terminală, în care secrența acumulată tinde să acopere parțial sau total secrențele precedente.

Fiecare nivel acumulat corespunzător uneia dintre faze și, deci, unui anumit context sedimentologic constituie o „secrență facială”.

În modelul lui Frazier o succesiune de evenimente (unități) depozitionale, prin care se revine la nivelul de bază inițial (vechea linie a țărmului) constituie un *episod depozitional* considerat o unitate genetică cartabilă și corelabilă regional și local. Sedimentele unui episod depozitional au întotdeauna o sursă comună, fiind acumulate într-o perioadă de relativă stabilitate tectonică și corespund unui anumit model facial (au un anume „stil” structural). Fiecare episod este delimitat în bază de un hiatus care crește temporal spre bazin și se încheie printr-o serie transgresivă ce acoperă toate secrențele faciale precedente; de asemenea, episodul conține o suprafață hiatală „subaeriană” a cărei semnificație temporală crește spre continent.

„Avalanșe” sedimentare. Pe curba hipsografică care leagă marile înălțimi continentale de marile abisuri oceanice se individualizează — la scară planetară — trei nivele principale de acumulare a sedimentelor clastice:

— nivelul I, sub nivelul de bază 0 (zero) al oceanului planetar, corespunzător liniei de demarcație dintre ariile continentale (zona sursă) și bazinele marine și oceanice; aria de acumulare și încărcare cu sedimente corespunde platformei continentale;

— nivelul II, de la baza marginilor continentale sau a taluzului continental (1 500–2 000 m); aria de încărcare cu sedimente corespunde de cele mai multe ori piemontului oceanic („continental rise”) sau sectoarelor proximale din cimpurile abisale;

— nivelul III, hadal, la 8 000–11 000 m, corespunzător foselor oceanice și din care materialul o dată acumulat nu mai poate fi niciodată remobilizat; este nivelul de stabilitate gravitațională totală.

În raport cu aceste nivele și în aceste spații, acumularea materialului clastic transportat prin ape curgătoare sau deplasat în masă prin curgeri și alunecări gravitaționale înregistrează volume și rate de sedimentare foarte diferite.

Acumularea tip „avalanșă” (Lisitzin, 1984) este proprie nivelelor globale I și II, în care depozitele elastice, avînd o rată de depunere mai mare de 1 000 mm/1 000 ani, ating grosimi considerabile, în special pe marginea continentală din Golful Mexic (4,5 km), Oc. Indian („Delta” Gangelui 10–15 km), Oc. Atlantic (gura fluviului Sf. Laurențiu, 3 km) etc. Aportul fluviatil în astfel de arii de sedimentare este evident și reprezintă din punct de vedere cantitativ, la nivelul Oceanului Planetar, o contribuție de 12 km³/an sau 22,1·10⁶ t/an. Numai Dunărea, de exemplu, se consideră a fi deplasat în spațiul ei deltaic un volum de 1,3·10⁶ km³, iar Gangele de 5·10⁶ km³ (ceea ce înseamnă de 10 ori mai mult decît volumul Mării Negre și de cîteva ori mai mult decît volumul Himalaiei).

Prin transport în masă (care poate contribui la o singură curgere sau alunecare gravitațională cu un volum de 30 km³ material elastic), cantitatea de sedimente acumulată prin sistemul de „avalanșe” realizează între 5 400 și 54 000 t/km²/an.

După Lisitzin, noțiunea „avalanșă” sedimentară poate fi folosită ori de cîte ori avem de-a face cu acumulări terigene de durată care să se regăsească într-o asociație naturală cu grosime considerabilă, astfel încît într-un bazin de sedimentare autonom să poată declanșa procese de subsidență izostatică. La baza taluzului continental — nivelul II de acumulare — „avalanșele” reprezintă depuneri de *gravite* globale (turbidite, curgeri de nisip, curgeri mîloase) și sînt dependente din punct de vedere litologic (al sursei, al structurilor, al granulometriei) de natura marginii continentale (pasivă de exemplu: Oc. Atlantic, sau activă — M. Bering, M. Japoniei) sau de tipul de crustă (în mări cu fund oceanic — M. Mediterană, M. Neagră, sau cu fund continental — M. Caspică) (fig. 1.17).

— Sedimentarea normală, de tip pelagic, este proprie ariilor distale din cîmpurile abisale și foselor din domeniile hadale (nivelul III global). La acest nivel rata de depunere este mică (1–10 mm/1 000 ani), iar grosimea sedimentelor variază între 100 și 500 m. Aportul terigen în aceste spații este apreciat la 1,7·10 t/an sau o medie de 54 t/km²/an (33,4 t/km²/an pentru Oceanul Atlantic, 41,6 t pentru Oceanul Pacific și 114 t pentru Oceanul Indian).

Transferul materialului sedimentar de la un nivel de acumulare la altul (I → II → III) poate fi declanșat de oscilațiile de nivel ale Oceanului Planetar și corespunde cu importante regresii din istoria Pămîntului (fig. 1.18), care au condus la coborîrea nivelului de bază, de fiecare dată, cu peste 200 m. Corelînd informațiile privind momentele de maximă acumulare la fiecare „nivel global” s-au putut face următoarele considerații:

1. Volumul și masa sedimentelor acumulate la nivelul I sînt în antifază (discordanță) cu volumul și masa sedimentelor de la nivelul II (unde există un hiatus sau se acumulează un minim de sedimente) — regula antifazei.

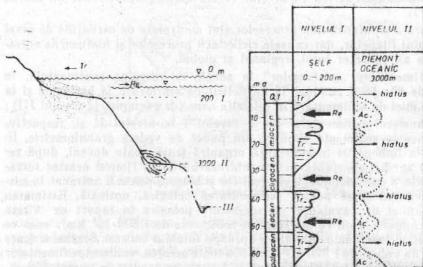


Fig. 1.17. Nivele globale de acumulare a avalanșelor reprezentate în paralel cu principalele oscilații de nivel din timpul Cretacului [73].

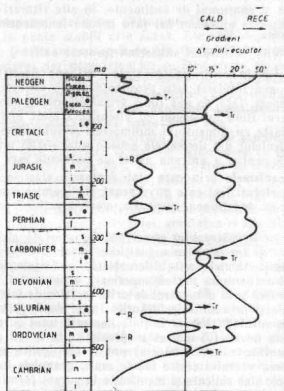


Fig. 1.18. Principalele transgresiuni (Tr) și regresii (R) marine în timpul Fanerozoicului [73].

2. Sedimentarea activă în nivelul II are drept corespondent un hiatus la nivelul I.

3. Durata și intensitatea proceselor sînt controlate de oscilațiile de nivel ale Oceanului Planetar, dar cauzele ciclicității proceselor și hiatusurile corespunzătoare au caracter local, regional și global.

4. Sedimentarea „avalanșelor” în zonele de margine continentală, în proporție de 85—90% conduce la un deficit de sedimente, la hiatusuri și la rate foarte mici de sedimentare în celelalte zone (de exemplu, la nivelul III);

5. Transferul sedimentelor de la nivelul I la nivelul II și, respectiv, III, conduce la sedimente similare din punct de vedere granulometric, litologic și la îmbogățiri în substanță organică (care poate deveni, după remanieră, o sursă importantă pentru hidrocarburi). În timpul acestor remanieri, o parte a materialului elastic (cel fin și biogen) poate fi antrenat în suspensie, devenind sursă pentru sedimentarea pelagică, normală. Estimarea aportului anual de „avalanșe” și sedimente pelagice în raport cu vîrsta oceanelor conduce la un volum total de sedimente de $1\,800 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, ceea ce ar fi trebuit să însemne o colmatare aproape totală a tuturor oceanelor (care însumează un volum de $1\,870 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). Cu toate acestea, volumul sedimentelor actuale este calculat la $130 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ și o grosime medie de numai 459 m, ceea ce constituie un deficit apreciabil dacă ținem cont de relațiile stabilite între rata denudării și sedimentare. Dincolo de a pune în discuție cauze posibile, discordanța obținută este frapantă și sugerează — ea o excepție de la regulă — imaginarea și altor mecanisme posibile care să genereze concentrarea, conservarea și consumul de sedimente, în alte ritmuri și cu alte viteze decît cele pe care le apreciem azi prin prisma fenomenelor actuale.

c. Dinamica clastelor în mediul subaerian (procese eoliene)

Deplasarea clastelor în ariile continentale (în zone deșertice, plaje emerse, lunci și ostroave fluviale) este provocată și de mișcarea aerului, a cărei forță de transport, față de apă (la o viteză identică), este de circa 300 ori mai mică. Aerul fiind un mediu cu viscozitate mult mai redusă va deplasa, de regulă, claste cu dimensiuni milimetrice și submilimetrice (diametrul mediu al particulelor din depozitele eoliene este $-0,25 \text{ mm}$), iar viteza vîntului necesară pentru a antrena astfel de particule este de 5 m/s.

Cu toate că mecanismele prin care sînt deplasate clastele în mediul subaerian se supun aceluiași legi care guvernează și dinamica granulelor în mediul subacvatic, de ex. tracțiunea, suspensia, efectele acțiunii eoliene apar întotdeauna specifice.

Tracțiunea clastelor de către vînt generează la interfața sediment-necoeziv — aer un covor de tracțiune cu o înălțime variabilă de 3—6 cm, în cadrul căruia mișcarea particulelor este diferențiată, iar forțele de forfecare sînt din ce în ce mai active spre partea superioară a covorului. În partea sa de jos, clastele se mișcă prin alunecare, datorită forțelor de inerție și coliziunii cu alte particule și prin saltație, datorită forței de impact a aerului în partea de sus a „covorului”. Viteza inițială necesară unui curent de aer pentru a antrena claste de 1—1,5 mm este apreciată la 9—12 m/s; clastele cu dimensiuni centimetrice (5—10 cm) pot fi rostogolite pe distanțe mici. Atunci cînd viteza vîntului crește foarte mult, granulele lutitice, silicee și, uneori, arenitice, sînt ridicate și menținute în curent formînd o „suspensie eoliană” (a cărei încărcătură de praf poate ajunge pînă la 800—900 t/km³ aer). În raport de aria sursă (o zonă deșertică, o erupție vulca-

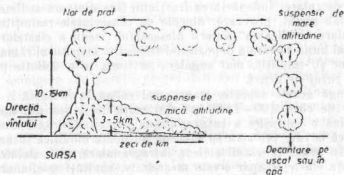


Fig. 1.19. Diferite tipuri de suspensii eoliene și poziția lor în raport cu suprafața reliefului [30].

nică etc.) și de înălțimea în atmosferă pînă la care se poate ridica o suspensie eoliană, se disting două situații frecvente (Friedman, 1978) (fig. 1.19) :

— Suspensii de mică altitudine (2—5 km), constituite din particule aparținînd unei surse ușor de precizat și deplasate pe distanțe reduse față de aceasta ; curenții eoliene pierd treptat particulele transportate și generează strate din ce în ce mai subțiri, alcătuite din granule cu diametrul din ce în ce mai mic (de exemplu, în loessurile din China sînt recunoscute claste din deșertul Gobi, iar în cel din Cîmpia Panonică clasate de origine sahariacă).

— Suspensii de mare altitudine (10—15 km), unde clastele ajung rar și nu li se poate stabili aria sursă. Ele sînt deplasate sub forma „norilor de praf”, la distanțe de mii de km de locul pătrunderii în pături înalte ale atmosferei, iar depunerea lor se face tîrziu și, de regulă, sub influența unor curenți de aer descendenți. Se cunosc cazuri cînd astfel de nori au înconjurat de cîteva ori Globul pămîntesc ; de exemplu, cenușa aparținînd vulcanului Hekla (Islanda) a fost deplasată timp de 51 ore cu o viteză de 75 km/h, pe o distanță de peste 3800 km.

Cantitatea totală transportată de vînt și acumulată în bazinele marine și oceanice este apreciată la $0,6 \cdot 10^{14}$ g/an, ceea ce reprezintă după Garrels și Mackenzie (1971) cca 25% din cantitatea de sedimente pelagice care se acumulează în zonele abisale și hadale.

Depunerea suspensiilor eoliene urmează legi similare cu acumularea suspensiilor din apă, conform cărora procesele de sedimentare-decantare sînt controlate de : raza particulei, greutatea ei specifică, forma, viscozitatea mediului, accelerația gravitației în punctul considerat etc. Din date experimentale și observații de teren generalizate, s-a conchis că viteza de cădere în aer a particulelor, considerate sferice și avînd dimensiuni și greutăți specifice identice, este de circa 30—50 ori mai mare în aer decît în apă. Această diferență tinde să se reducă mult dacă dimensiunile clastelor luate în considerație sînt mai mici. Datorită viscozității și densității foarte mici a aerului, acumulările eoliene vor fi alcătuite din particule cu dimensiuni apropiate, chiar dacă greutățile lor specifice sînt diferite. Această comportare explică situațiile frecvente în care sedimentele din zonele deșertice au o sortare bună (sînt alcătuite din fracțiuni granulometrice apropiate).

Grație aceluiași proprietăți ale curenților de aer, prin deflație se conturează tendința de a fi ridicate în suspensie doar clastele mici, sferice și cu

grad bun de rulare. Îndepărtarea fracțiunii fine dintr-un sediment necoeziv, uscat și slab sortat, provoacă, dincolo de consecințele resimțite în procesul de acumulare, „ridicarea” valorii dimensiunii medii a clastelor rămase „in situ” și mai buna sortare a depozitului respectiv. Detritusul rămas pe loc este mai grosier și, implicit, mai angular; în timp, prin deflație prelungită, se naște un *pavaj de deșert*.

Pe lângă aceste aspecte, transportul eolian favorizează o abraziune a granulelor de circa 100—1 000 ori mai mare decât cea din mediul acvatic și determină o rotunjire a tuturor granulelor cu $d > 0,03$ mm (clasa granulometrică la care prelucrarea sub apă nu poate modifica rotunjimea particulelor). În urma coliziunii eoliene intragranulare, prin șlefuire și impact, la suprafața clastelor apar creste meandrate, cavități semilunare și cavități în „V”.

Modificările structurale superficiale și interne suferite de sedimentele antrenate și acumulate prin acțiunea vântului sînt numeroase și apar, succesiv, pe măsura creșterii vitezei acestuia. Dintre cele mai caracteristice enumerăm undulațiile eoliene, dunele de nisip și laminațiile oblice.

Ondulațiile eoliene (cu lungimea de undă între 2,5 și 25 cm) au un grad mare de asimetrie, indicele de ondulare între 30—70 și se deosebesc prin aceste caractere de undulațiile de valuri și cele de curent.

Dunele reprezintă acumulări mari de nisip, cu lungimea bazei între 10 și 500 m, conturate în morfologia zonelor deșertice ca *megaondulații*. Crestele lor, adesea transversale și rectilinii pe direcția vîntului („dune transversale”), se pot curba, devenind semilunare (barchane) sau pot evolua paralele cu direcția vîntului („dune longitudinale”). Crestele undulațiilor eoliene și a megaondulațiilor datorite fenomenelor de deflație păstrează fracțiunile granulometrice grosiere. Flancurile scurte, care înclină spre direcția de transport a materialului (și, deci de înaintare a vîntului) se identifică de foarte multe ori cu suprafața laminelor oblice frontale ce caracterizează structura internă a duneilor (materialul tractat pe flancul lung al undulațiilor ajunge să se rostogolească frontal și să genereze o lamină oblică). Astfel de structuri interne sînt similare cu cele generate în mediul fluvial. Urmărind mecanismul lor de formare sesizăm că atît undulațiile eoliene cît și dunele sînt structuri mobile care migrează într-un ritm invers proporțional cu lungimea și înălțimea lor.

d. Dinamica clastelor în mediul subnival (procese glaciare)

În zonele cu temperaturi medii anuale apropiate de zero grade, formarea și conservarea gheții este un fapt curent. Ea mulează morfologia marilor înălțimi terestre sub formă de *ghețari alpini* și se concentrează masiv dincolo de cercurile polare sub forma *calotelor glaciare*. Acționînd în aceste regiuni, ghețarii și variațiile termice ale atmosferei determină formarea clastelor prin gelivație, prin rupere din versanți, prin smulgere din substrat și sfărîmarea etc.

Din circurile glaciare sau de pe pante, gheața curge laminar, fie prin deformare plastică sub presiune, atunci cînd grosimea ei depășește sute de metri, fie prin alunecare pe substrat și grație unor frecvente modificări de fază (în special datorită variațiilor termice). Astfel, în zonele înalte gheața se acumulează iar în cele mai joase se topește; între aceste două repere masa de gheață (limba ghețarului) păstrează o lungime constantă, dar suferă o curgere lentă și constantă cu o viteză variabilă (de ordinul cm sau m/zi), mai mare spre centrul și la suprafața ghețarului și mai mică lateral și pe

fundul său. Nașterea unor curenți de apă (riuri subnivale) sub limba de gheață creează la contactul dintre talpa ghețarului și roca „vie” un regim mixt fluvio-glaciar.

Materialul detritic generat în ambianța unui ghețar poate fi prins în masa acestuia (prin cădere sau pe versanți), poate fi antrenat lateral (prin desprindere și smulgere din pereții ghețarului) sau poate constitui un „pat” în talpa sa. Indiferent de poziția pe care o ocupă el constituie sarcina sedimentară a ghețarului și se deplasează lent odată cu ghețarul spre regiunile în care media termică anuală depășește 0°C. La topirea gheții sarcina este depusă sub formă de *till*-uri sau depozite glaciare nestratificate: cunosețele *morene* (terminale, laterale sau *b a z a l e*), cu grosimi variabile între 10—40 m și mai mari în zonele depresionare. În condițiile unui astfel de transport, clastele vor fi puțin prelucrate. În ansamblu, depozitul glaciar este slab sortat, blocurile angulare sînt prinse într-un amestec relativ omogen de argilă, silit și/sau nisip (prin aceste trăsături un astfel de sediment se apropie de caracteristicile curgerilor gravitaționale, a diamictitelor). Din punct de vedere mineralogic constituenții metastabili și instabili, de tipul feldspaților, silicaților feromagnezieni, se conservă. Litoclastele grosiere (galeții) au tendința de a se orienta paralel cu direcția de curgere a gheții și, freevent, de a conserva zgîrțituri cu o aceeași orientare; îmbricațiile sînt mai rare.

Atunci cînd sarcina sedimentară a ghețarului este antrenată de curentul de apă născut sub limba acestuia, ea se poate depune mai departe cîstigînd și cîteva din atributele transportului subacvatic. Caracterul principal al acestor sedimente îl constituie stratificația (așa-numitele depozite glaciare stratificate) și, unori, granoclasarea. Apa, preluînd în drumul ei „sarcina” cea mai fină — materialul lutitic și siltic — lasă în depozitul morenic din aria ghețarului sarcina cea mai grosieră; cantitatea de fracțiune ruditică crește în aceste depozite. În urma unui astfel de transport, fracțiunea fină se acumulează în lacuri glaciare generînd *varve*: argile microstratificate cu laminatione paralele determinată de alternanța ritmică a laminelor lutitice (negre și mai subțiri) cu lamine siltice (albe și mai groase) depuse în anotimpul rece și, respectiv în cel cald.

Masele de gheață desprinse din calotele glaciare și deplasate sub formă de „iceberg-uri” spre latitudini mici (60°—50°—45° sud și nord) ajung să se topească și lasă sarcina lor sedimentară să contamineze suspensiile pelagice și să se acumuleze în cîmpiile abisale ale oceanelor „clastele foarte grosiere provenite din iceberg-uri constituie așa-numitele „blocuri eratic” a căror prezență în sedimentele din largul oceanelor continuă să ridice multe probleme legate de originea (sursa) lor.

Cantitatea totală de material detritic transportată anual de ghețari în ocean este apreciată la $20 \cdot 10^{14}$ g/an din care $19 \cdot 10^{14}$ g/an numai de pe suprafața calotei antartice ($0,69 \text{ km}^3/\text{an}$). O altă parte din materialul morenic poate ajunge în bazinele marine prin intermediul rețelei hidrografice, care-i șterge, însă, caracterele petrografice inițiale.

1.2. PROCESE CHIMICE

În domeniul sedimentar — mult mai mult decît în cel magmatic sau metamorfic — apa constituie un factor petrogenetic fundamental. Ea se află și la originea proceselor chimice, a reacțiilor care conduc în ariile continentale la transformarea „exogenă” a rocilor preexistente, iar în bazinele

marine și oceanice la separarea din „soluții” a produselor de precipitație care îmbracă forma agregatelor autigene. Indiferent de sensul pe care-l imprimă proceselor naturale, acțiunea ei ca „factor chimic” este aproape întotdeauna dependentă de proprietățile sale de solvent, deci de capacitatea de a provoca disocierea compuşilor naturali, de a-și modifica compoziția și de a inter-acționa cu substratul mineral sau cu atmosfera gazoasă.

O analiză cît de sumară a complicatelor procese chimice pe care le controlează apa impune și o cunoaștere a calităților sale chimice, implicit a principalilor parametri care-i determină proprietățile: pH-ul, E_h -ul, conținutul în gaze. Comportarea față de apă a elementelor chimice — ușurința cu care ele trec în soluție sau facilitatea pe care o manifestă în realizarea unor compuşii cristalini — este, în primul rînd, expresia potențialului lor ionic, iar „calitățile” apei, grație aceste interacțiuni, se pot modifica treptat.

Dincolo de acești factori, procesele sedimentare chimice evoluează în condiții termo-barice specifice suprafeței terestre sau foarte aproape de acestea și, de aceea, spre deosebire de procesele endogene, foarte departe de punctele critice ale apei. Asociațiile minerale care se nasc într-un astfel de context vor fi stabile și vor oferi oricînd posibilitatea reconstituirii „mediului chimic” care le-a generat.

1.2.1. Factorii proceselor chimice

Potențialul ionic al elementelor. Comportarea elementelor chimice în prezența apei este o funcție a capacității lor de polarizare sau a electronegativității lor; această proprietate, la rîndul ei, este dependentă de rază și sarcina ionilor respectivi. Raportul dintre sarcină (z) și rază (r în Å) este cunoscut ca *potențial ionic* (ϕ) și este folosit în literatura geochimică drept criteriu de apreciere a solubilității ionice. Valoarea potențialului ionic urmează îndeaproape valoarea electronegativității elementelor și definește energia necesară transformării unui element în ion pentru o anumită stare de valență (fig. 1.20).

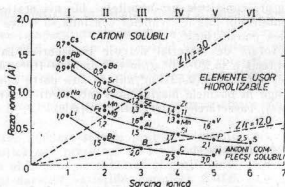


Fig. 1.20. Limitele de variație ale potențialului ionic al elementelor chimice în funcție de valoarea razelor și sarcinii lor [13].

Ionii cu rază mare, $r > 1 \text{ \AA}$ (K^+ , Ca^{2+} etc.) avind electronegativitate mică ($< 1,2$) și $z/r < 3$ au capacitate de polarizare redusă. Interacțiunea acestor cationi cu dipolul de apă conduce la legături simple, în care cationul este coordonat de molecule de apă și rămâne în soluție: mediul respectiv capătă un caracter alcalin puternic ($K^+ + OH^-$, $Ca^{2+} + (OH)_2^-$).

Cationii a căror rază este mai mică decât 1 și mai mare decât 0,5 Å (Al^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{4+}), polarizează mai puternic dipolul de apă, eliberează unul din hidrogenii dipolului și favorizează apariția unor hidroxizi insolubili $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_3$ etc. și a unui mediu slab alcalin.

În fine, cationii cu razele cele mai mici, $r < 0,5 \text{ \AA}$ (S^{6+} , P^{5+} , N^5 , C^{4+}), cu electronegativitatea cea mai mare ($> 1,9$ și $z/r > 12$) au cea mai mare capacitate a dipolului de apă. Prin aceasta, ei determină ruperea legăturii dintre oxigen și hidrogen, formează cu oxigenul anioni complecși (SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , NO_3^- , CO_3^{2-}) și eliberează ambii hidrogeni; mediul care rezultă este, evident, acid.

Apă ca solvent și pH-ul soluțiilor. Momentul dipol ridicat al moleculei de apă, provocat de diferența dintre electronegativitatea hidrogenului și cea a oxigenului, determină proprietățile sale de solvent și facilitează disocierea substanțelor. Trecerea în soluție a elementelor se realizează datorită forței de atracție care apare între dipol și ionii de la suprafața cristalelor cu care apa vine în contact. O consecință a acestei proprietăți o constituie posibilitatea de modificare permanentă a compoziției sale chimice la contactul cu rocile în care se găsește și, de aici, variația parametrilor chimici sub care evoluează procesele mediate de apă.

Concentrația ionilor de hidrogen sau de hidroniu, rezultată prin disocierea spontană a apei la temperatură normală (20°C), este egală cu 10^{-7} moli/l și corespunde unei cantități echivalente de ioni de hidroxil, adică

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ moli/l};$$

$$[H_3O^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ moli/l}.$$

Concentrația ionilor de hidrogen a unei soluții fiind în funcție de temperatură, valoarea $pH = 7$ indică un mediu neutru numai pentru soluțiile cu temperatură de 20°C ; din această cauză, pH -ul neutru se definește mai corect ca fiind condiția de egalitate între concentrația ionilor de hidrogen și concentrația ionilor OH^- indiferent de temperatură. În figura 1.21 constanta de disociere a apei, respectiv curba pH -ului neutru, apare ca o funcție evidentă a temperaturii și, deci, a adâncimii; reiese clar din figură că, de exemplu, un $pH = 6$ la o temperatură de 120°C indică un mediu neutru, ceea ce înseamnă că în condițiile de adâncime în care au loc unele procese de diageneză, valoarea $pH = 7$ indică un mediu alcalin; este absolut necesar, deci, ca în aprecierei naturii alcaline sau acide a mediului în care se desfășoară diversele reacții chimice să se țină seama de temperatură (și deci și de adâncime).

Ionii de hidrogen rezultați prin disocierea apei înlocuiesc cationii metalici de la suprafața cristalelor cu care vin în contact, aceștia fiind mobilizați în soluție de către forțele dipol. În felul acesta, pH -ul soluției devine și efectul mobilității componentelor și nu numai cauza acestui proces.

Valoarea pH -ului apelor de la suprafața scoarței poate declanșa sau inhiba solubilizarea și precipitarea mineralelor. Comportarea elementelor față de agresivitatea apelor subterane și superficiale are un caracter specific

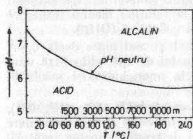


Fig. 1.21. Variația constantei de disociere a apei în funcție de temperatura și adâncimea apelor în bazinele marine și oceanice.

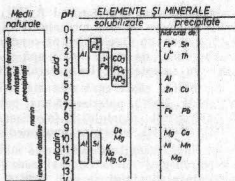


Fig. 1.22. Domeniile de solubilizare și precipitare a principalelor elemente chimice și minerale ca o funcție a acidității și alcalinității mediilor naturale [4].

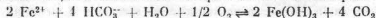
și echilibrele multor elemente implicate în procesele exogene sînt condiționate în mod deosebit de valoarea pH -ului. Figura 1.22 redă domeniile de solubilizare și precipitare a principalelor elemente chimice și minerale ca o funcție a acidității și alcalinității mediilor naturale.

Viscozitatea și tensiunea superficială influențează direct capacitatea de mișcare a apei prin pori și astfel deplasarea descendentă gravitațională pînă la adîncimi considerabile și deplasarea ascendentă capilară. În felul acesta, poate controla formarea compușilor chimici în spațiile intergranulare (aparitia cimentului) sau se poate provoca germinarea cristalelor în sedimente preexistente.

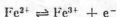
Influența chimică a apei asupra rocilor cu care intră în contact se manifestă în următoarele moduri principale:

- stabilește mediul fizico-chimic de transformare a rocilor în scoarța superficială prin variațiile pH -ului și Eh -ului;
- determină solubilitatea O_2 , CO_2 și a diversilor acizi și, în felul acesta, facilitează acțiunea lor;
- determină solubilizarea și descompunerea mineralelor, transportul în soluții coloidale și ionice și depunerea compușilor chimici respectivi.

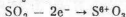
Potențialul de oxido-reducere (Eh -ul). O altă trăsătură fundamentală a mediilor apoase de la suprafața scoarței o constituie capacitatea lor de oxidare sau de reducere a elementelor cu care vin în contact. Această capacitate se exprimă prin *potențialul de oxido-reducere* (sau potențial redox) și se notează Eh . Aprecierea cantitativă a energiei de oxidare devine foarte semnificativă în sistemele redox-reversibile, adică în acele sisteme în care se găsesc simultan formele oxidată și redusă ale unui compus chimic. De exemplu:



sau simplificat:



Potențialul de oxido-reducere influențează puternic comportarea elementelor polivalente (Fe, Mn, S etc.) și a substanței organice. În prezența oxigenului și a variațiilor Eh are loc o reducere a sarcinilor electrice, astfel:



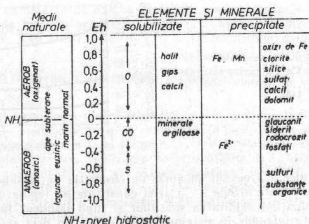


Fig. 1.23. Domeniile de solubilizare și precipitare a principalelor elemente chimice și minerale în condiții aerobe și anaerobe a mediilor naturale, funcție de valoarea Eh-ului [4].

Mediile naturale au caracter oxidant în prezența oxigenului și deasupra nivelului hidrostatic¹ și caracter reducător sub acest nivel și de regulă, în prezența substanței organice și a proceselor anaerobe (cu degajare de H₂S, de exemplu). Ca și pH-ul, Eh-ul soluțiilor controlează solubilitatea sau stabilitatea elementelor chimice (fig. 1.23). Astfel, în mediile oxidante sînt stabili oxizii, hidroxizii, unele săruri oxigenate, iar substanța organică este distrusă; în mediile reducătoare se formează carbonați de fier, sulfuri etc., iar substanța organică se poate conserva.

Conținutul de gaze. La suprafața uscatului, influența gazelor asupra rocilor se exercită direct prin atmosferă sau, indirect, prin intermediul apelor superficiale în care ele se găsesc dizolvate.

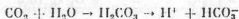
Gazele din atmosferă trec în apă atunci cînd presiunea lor parțială din aer este mai mare decît presiunea parțială a gazului din apă. Solubilitatea gazelor în apă depinde de temperatură și de coeficientul de solubilitate a gazului respectiv. Concentrația sa (C) se măsoară în mg/l și se exprimă prin relația

$$C = p + K_1,$$

în care: p este presiunea parțială a gazului, iar K_1 — coeficientul de solubilitate a gazului la temperatura dată.

Dintre gazele existente în atmosferă — N (78%), O₂ (20,9%), A (0,9%), CO₂ (0,03%) și H₂, O₃, CO, CH₄, H₂S (în ppm) — numai oxigenul și dioxidul de carbon au un rol deosebit în procesele de geneză a formațiunilor sedimentare.

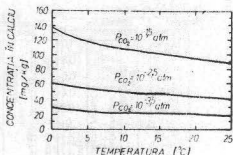
Dioxidul de carbon este un gaz atmosferic care, avînd o mare solubilitate în apă, imprimă acestuia un caracter slab acid, iar prin disociere generează anionul bicarbonic:



Abundent în soluțiile interstițiale din soluri (0,15–0,65% și pînă la 5% în fracțiunea fină) în care este generat prin descompunerea microbiană a

¹ Suprafața pînă la care se ridică liber, prin capilaritate, apa freatică.

Fig. 1.24. Relațiile dintre p_{CO_2} , atmosferic și concentrația în Ca^{++} a apelor saturate în calcit (funcție de temperatură $^{\circ}C$) [15].



substanței organice și frecvent în apele de circulație de la suprafața continentelor (în care poate atinge 2–3%) el constituie un regulator al pH-ului și Eh-ului, influențând aciditatea soluțiilor și fiind implicat în reacțiile de oxidare. CO_2 este introdus în sistemul atmosferă-ocean prin activitatea vulcanică (gazele vulcanice conțin 10% CO_2) și izvoarele termale-minerale legate de surse juvenile și este conservat în procesele de transformare a silicaților de calciu sau de formare a sărurilor oxigenate bogate în Ca^{2+} și Mg^{2+} (calcit, dolomit etc.).

În mediul marin P_{CO_2} crește progresiv cu adâncimea apelor (deci cu presiunea hidrostatică) și invers proporțional cu temperatura (fig. 1.24). Apele reci de pe fundul bazinului constituie un cadru favorabil dizolvării lui. Concentrația sa la adâncimi de 4 000–3 500 m atinge valori de 40–45 cm^3/l , ceea ce imprimă acestora un pH slab acid, provocând, astfel, solubilizarea carbonaților. Variația în soluție a concentrației CO_2 (sau a presiunii sale) este cauza fundamentală a solubilizării și precipitării carbonaților și fosfaților.

Oxygenul este un gaz atmosferic solubil în apă și implicat în foarte variate procese sedimentare. Ciclul O_2 este legat de elementele chimice polivalente, care-și modifică ușor starea de valență și, în special, de C, S, Fe și Mn. Un rol important în aportul de oxigen la suprafața scoarței terestre îl are procesul de fotosinteză, care poate elibera $1,9 \cdot 10^{17}$ g O_2 /an, ceea ce ar însemna, după Holland, că întreaga cantitate de oxigen din atmosferă ar putea fi reciclată, prin intermediul biosferei, în 6000 ani.

Oxygenul din atmosferă și cel dizolvat în ape este principalul regulator al potențialului redox (Eh) și prin aceasta controlează toate reacțiile de oxidare. Implicat în fixarea ionilor metalici și nașterea oxizilor sau în formarea anionilor complecși (CO_3^{2-} , SO_4^{2-}) și apariția sărurilor oxigenate, oxygenul este principalul factor al proceselor chimice de alterație și precipitare. Astfel, cantitatea totală de oxigen, legată, la suprafața scoarței, prin reacții cu C, S sau Fe este estimată la $(4 \pm 1) \cdot 10^{14}$ g O_2 /an și rezultată din:



În apele marine, el provine direct din atmosferă sau prin procesele de fotosinteză și atinge la suprafață concentrații de 6 cm^3/l . În lipsa unor curenți descendenți care să transporte O_2 spre fundul bazinelor de sedimentare conținutul său în apă scade la mai puțin de 1 cm^3/l , iar mediul devine anoxic.

Prin aceasta, cantitatea de oxigen din apele marine devine și un regulator al conținutului de materie organică; ea se va conserva în mediile anoxice și se va distruge, prin eliberare de CO_2 și H_2O , în mediile oxigenate.

1.2.2. Alterarea mineralelor și rocilor

Contactul nemijlocit dintre litosferă — pe de o parte — și atmosferă și hidrosferă — pe de altă parte — pune față în față sisteme naturale cu proprietăți fundamental diferite și impune, pentru fazele minerale ajunse la suprafața scoarței terestre, realizarea unor echilibre termodinamice care să corespundă excesului de apă și oxigen existent aici.

Cum se comportă feldspatul și cuarțul dintr-un granit, de exemplu, când roca este expusă factorilor atmosferici și hidrosferici și care sînt consecințele unor eventuale modificări?

Se știe că starea de echilibru a mineralelor din scoarță este definită, la fiecare nivel al ei, de anumite valori termice, bazice și de densitate (implicit, de compoziție). Modificarea echilibrului pentru fazele minerale formate în interiorul scoarței — la temperaturi și presiuni înalte — este impusă de trecerea lor în condițiile de la suprafață și se traduce prin stări de metastabilitate și instabilitate. Astfel, un agregat mineral cristalizat în condiții endogene și ajuns în condiții exogene caută să se readapteze prin reacții chimice care vor avea tendința de a scoate din „sistem” elementele foarte mobile (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} ...) și de a le organiza pe cele mai puțin mobile (Al^{3+} , Si^{4+})... în „neoformații minerale” caracteristice noilor condiții.

Procesele acestea specifice părții superficiale a scoarței terestre și cunoscute sub denumirea generală ALTERARE se desfășoară atât în zonele continentale subacvare, cât și în cele subaerice (lacustre sau marine) și conduc la individualizarea de produse „secundare” sau depozite reziduale.

Alterarea, ca proces geologic, acționează simultan cu dezagregarea și este stimulată de gradul mare de fragmentare a rocilor preexistente; în felul acesta crește suprafața lor specifică și se multiplică contactele constituenților minerali cu apa și/sau aerul. Raportată întotdeauna la „materialul parental”, intensitatea alterării și, deci, extinderea produselor sale, sînt controlate de natura mineralogică și petrografică a rocilor afectate și de calitatea chimică a mediului în care ea acționează (Eh, pH etc.).

În evoluția scoarței terestre, procesele de alterare au fost acelea care au menținut un echilibru între calitatea factorilor și calitatea mediului, determinînd aportul de elemente chimice în rețeaua hidrografică și apele mării și „punctînd” în ariile continentale, prin produsele sale fosile, momentele de exondare din istoria Pămîntului și, implicit, paleorelieful vechilor zone de uscat.

a. Alterarea subaeriană (în arii continentale)

a₁ Factori: materialul parental, clima și relieful

Ritmul și intensitatea alterării sînt controlate de structura rețelei cristaline și chimismul mineralelor ce compun rocile preexistente, de caracterelor lor petrografice (textură, structură, porozitate, permeabilitate) și de poziția lor în raport cu factorii de climă și relief.

Structura reticulară a mineralelor, exprimând fidel tipurile de legături chimice dintre elemente, se reflectă în ușurința cu care compușii caracterizati prin legături ionice — (sarea gemă, de exemplu), disociază în prezența apei și, respectiv, în stabilitatea mai mare pe care o prezintă compușii cu legături covalente. Dintre aceștia, silicații, caracterizați printr-o mai mare diversitate reticulară, oferă exemplul cel mai concludent.

Energia de legătură a tetraedrului de SiO_4^{4-} , net superioară în raport cu aceea a legăturii dintre oxigen și alți cationi, de ex. C, N, S... explică rezistența la alterare a silicaților față de carbonați, azotați, sulfați etc.

În figura 1.25 silicații grupați după structura lor reticulară și natura cationilor legați în rețea (Fe^{2+} , Mg^{2+} pentru mineralele femice și Al^{3+} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} pentru mineralele salice) sînt ordonați în sensul creșterii gradului lor de stabilitate. Această ordine corespunde, de fapt, creșterii energiei de legătură de la nezosilicați (~ 30 000 cal/mol) la filo- și tectosilicați (cu 31 000 — 34 000 cal/mol) și explică instabilitatea — în raport cu factorii exogeni — a olivinei și piroxenilor sau a plagioclazilor calcici față de muscovit, microclin și, albit.

Prezenți în asociații naturale de origine magmatică și metamorfică, silicații, prin structura și chimismul lor, modifică și comportarea rocilor în care se găsesc. Apare, ca o consecință logică și întotdeauna verificată în teren, alterarea mai rapidă și mai profundă a dunitelor, gabbrourilor și serpentinitelor — roci bogate în minerale femice — decît cea a granitelor, gnaiselor și micașisturilor — roci bogate în minerale salice.

Atunci cînd pentru diferite tipuri de roci asociațiile de minerale sînt identice (de exemplu, cazul gabbrou-bazalt, granodiorit-dacit-paragneis), trăsăturile lor texturale și structurale sînt cele care controlează comportarea la alterare. Structurile afanitice compacte (în bazalte, dacite) conferă rocilor o stabilitate mai mare decît structurile faneritice și inechicristaline (în gab-

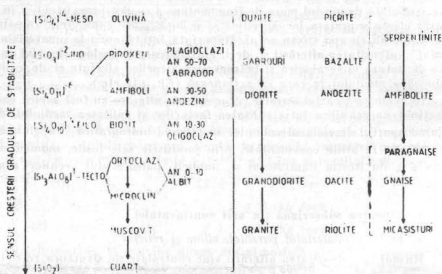


Fig. 1.25. Ordinea de alterare a principalilor silicați mafici și felsici și a rocilor plutonice, vulcanice și metamorfice pe care asocierile lor le determină (An — conținutul în anortit al plagioclazului).

brouri, granite). Agregatele cu texturi masive față de cele cu texturi șistose sau fluidale sînt lipsite de căi evidente de acces și circulație a apei și, de aceea, se vor altera mai lent. În cazul rocilor sedimentare ajunse în situația de a se altera, porozitatea și permeabilitatea lor apar ca două trăsături funcție de care se poate realiza (sau nu) un contact mai prelungit între apă și constituenții minerali, favorizînd (sau nu) transformările de natură chimică.

Dincolo de aspectul „particular” al alterării exprimat de natura materialului parental, caracterul său regional, exprimat prin aștinerea sa pe întreaga suprafață a globului terestru devine o funcție a condițiilor de climă și relief. Aceste condiții — diferențiate prin regim pluviometric, temperatură atmosferică și altitudine — vor determina mari variații în cantitatea și gradul de transformare a produselor de alterare, imprimînd, astfel, un caracter zonal modificărilor chimice pe care le suferă rocile preexistente la suprafața scoarței.

În acest context, o compoziție mineralogică considerată stabilă într-o anumită zonă climatică sau de relief devine instabilă atunci cînd aceste condiții se modifică, pentru că și din punctul de vedere al apei ori oxigenului situația se modifică. Dacă în mod obișnuit se consideră că, de exemplu, cuarțul, caolinul și oxizii de fier sînt minerale stabile în condițiile zonei de alterare, afirmația este valabilă pentru zonele temperate, deoarece în zonele tropicale atît cuarțul cît și caolinul devin instabile.

Zona ecuatorială, caracterizată prin umiditate și temperaturi ridicate, este cea mai favorabilă desfășurării alterării. Aici, reacțiile chimice sînt de 4—5 ori mai rapide decît cele care se desfășoară în zonele temperate și conduc la concentrarea masivă a oxizilor liberi de fier și aluminii. Zonele tropicale — datorită umidității insuficiente — sînt improprii desfășurării unor procese de alterare. În zonele temperate, cu umiditate și temperatură moderată, modificările chimice suferite de mineralele primare sînt frecvente și conduc la acumulări de minerale argiloase (caolinul, montmorillonul, hidromice). În zonele subpolare, datorită menținerii îndelungate a unor temperaturi sub 0°C, alterarea rocilor se desfășoară într-un ritm foarte lent sau lipsește cu desăvîrșire.

Fenomenul de alterare are un caracter selectiv și în funcție de altitudinea și morfologia reliefului. În acest sens, se poate urmări o zonalitate pe verticală, evidențiată prin creșterea treptată, de la nivelul mării spre zona marilor înălțimi, a intensității produselor de transformare a rocilor preexistente. Relieful cu pante line și scurgere redusă, care deci menține un contact îndelungat între substrat și apă, favorizează dezvoltarea alterării mai mult decît relieful cu pante puternic înclinate și scurgere rapidă.

Procese chimice de alimentare

Transformarea mineralelor și rocilor în zona de alterare are loc prin dizolvare, care duce la disocierea lor în elemente chimice componente, și prin reacții de schimb, care facilitează apariția produselor secundare (sau a mineralelor de neoformație).

Prin alterare sînt eliberați ionii metalelor alcaline și calcoalcaline și se consumă oxigen și apă pentru a fixa Fe, Mn, Al, Si, Ca... Desfășurarea acestor procese la suprafața scoarței stabilește echilibrul chimic dintre compoziția hidrosferei, atmosferei și litosferei.

Solubilizarea. Prima reacție pe care o manifestă o fază minerală în contact cu apa este aceea de a disocia, de a lăsa, deci în soluție și a schimba, astfel, compoziția „solventului”. În ăriile continentale, procesul de desfășoară frecvent sub influența precipitațiilor atmosferice și a apelor curgă-

toare și, de aceea, desfășurarea unor astfel de reacții se consideră că are loc în sistem deschis. Practic, toate mineralele prezintă un anumit grad de solubilitate, dar, desigur, cele caracterizate prin legături ionice (de exemplu, NaCl , CaCO_3) sînt mult mai solubile decît cele cu legături covalente (silicații, de exemplu).

Trecerea în soluție poate avea loc continuu astfel încît raportul ionic al elementelor disociate rămîne constant și egal în același timp cu raportul elementelor din rețeaua mineralului (este cazul solubilizării *congruente*), sau dizolvarea poate avea un caracter selectiv și discontinuu, atunci cînd raportul ionic al elementelor disociate diferă de cel existent între elementele din „rețea” care, de regulă, se dizolvă și reprecipită imediat pentru a genera noi faze minerale (este cazul solubilizării *incongruente*). În ambele cazuri, sistemul funcționînd deschis, nu se poate realiza un echilibru termodinamic între solvent și faza minerală. O regulă care reflectă, de fapt, energia de legătură a fazei minerale este aceea că stabilitatea sa față de dizolvare crește invers proporțional cu viteza de trecere în soluție. Într-un sistem considerat static :

$$V = \frac{D}{\delta} (C_s - C),$$

în care : V este viteza de dizolvare pentru 1 cm^2 suprafață ;

D — coeficientul de difuzie al elementelor din faza minerală spre soluție ;

δ — grosimea nivelului limită prin care se face trecerea în soluție și care are o concentrație de saturație (C_s) mai mare decît concentrația solventului (C).

Cunoașterea relațiilor care se stabilesc între fazele minerale și „solvent” permite nu numai stabilirea unei ierarhii privind ordinea de trecere în soluție a mineralelor, dar și efectele pe care acest proces elementar le va avea asupra compoziției chimice a solventului. Acesta va suferi modificări continui pe măsura avansării solubilizării, ceea ce va afecta, în mod evident, capacitatea lui de a reacționa în continuare și într-un același mod cu substratul. Schimbarea calității sale ține, în primul rînd, de modificarea pH -ului și Eh -ului. Dacă o soluție, inițial acidă, solubilizează săruri oxigenate care leagă metale din grupa I sau a II-a (Na_2SO_4 , CaCO_3 etc.), pH -ul ei va deveni, treptat, neutru și apoi alcalin. În aceste condiții, efectul solventului asupra sărurilor respective încetează ; el va deveni agresiv față de alți constituenți (silicați, silice etc.).

→ **Solubilizarea congruentă.** Ca proces natural, solubilizarea congruentă capătă semnificație geologică atunci cînd este analizată comportarea compuşilor naturali cu o largă răspîndire în edificiile petrografice de la suprafața scoarței. Ei se întîlesc în clasa halogenurilor, sulfatilor, carbonatilor și oxidurilor și oferă exemple clasice privind condițiile de solubilizare a mineralelor cu legături ionice (fig. 1.26).

→ **Solubilizarea incongruentă.** Trecerea în soluție a silicaților exprimă cel mai fidel condițiile solubilizării incongruente, iar mecanismul a fost studiat adesea și pe cale experimentală, pentru a permite o mai bună înțelegere a treptelor pe care le parcurge alterarea rocilor.

Pulberi de silicați traversate de soluții cu diverse pH -uri și la diverse temperaturi au fost dizolvate cu viteze variate în funcție de natura mineralelor : întotdeauna în trepte, la început, mai rapid, cu eliberarea cationilor

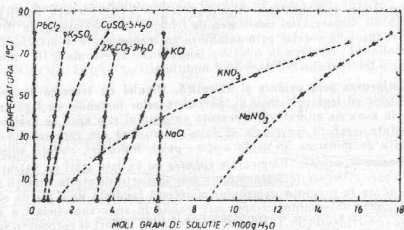


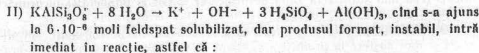
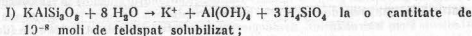
Fig. 1.26, Exemple de compuşii naturali cu solubilitate congruentă ; variația solubilității cu temperatura [30].

de Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} și, apoi, mai lent, cu trecerea în soluție a reziduurilor de aluminosilicați hidratați (care nu au fost reținute de membranele instalației de solubilizare).

Solubilitatea silicaților are la bază procesul de hidratare și de schimb ionic, care facilitează dizolvarea. În contact cu dipolul de apă, din cauza valențelor nesatisfăcătoare de la suprafața silicaților apare o permutație între (OH^-) din soluție și oxigenul din „complexul” $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$, cu formarea unor legături de tip $\text{Si}-\text{OH}$ mai puternice decât $\text{Si}-\text{O}$. Schimbul de anioni precede dizolvarea propriu-zisă când cationii metalici Na , K , Mg ... ies din rețea și cedează locul lor (H^+) sau (OH^-) simultan cu trecerea în soluție a cationilor solubili ; Al^{3+} și Si^{4+} se redistribuie în cadrul rețelei, alături de grupări (OH) , și formează învelișuri de protecție stabile (de fapt germeii produselor reziduale care rezultă prin alterarea silicaților). Evoluția schimbului de ioni în procesul de dizolvare atrage după sine, pe de o parte, slăbirea rețelei primare a silicaților, iar pe de altă parte, o reacție alcalină a mediului apos, ce întreține solubilizarea, în continuare, a silicaților.

Studiul silicaților care formează în rocile magmatice și metamorfice constituenții accesorii, iar în cele sedimentare „fracțiunea grea” a permis așezarea lor în ordinea creșterii gradului de stabilitate în contact cu apa, astfel : olivină, piroxenii, amfiboli, epidot, granat, andaluzit, sillimanit, disten, sfen, turmalină, zircon.

Dintre tectosilicați, feldspatoizii sînt mult mai solubili decât feldspaii, iar în cazul ortoclazilor și plagioclazilor, dizolvarea lor are loc prin reacții succesive de tipul :



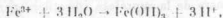
III) $2 \text{Al}(\text{OH})_3 + 2 \text{H}_4\text{SiO}_4 \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 5 \text{H}_2\text{O}$; toată cantitatea de gibbsit dispare cînd cantitatea de feldspat disociazat ajunge la 10^{-5} moli. Produsul de reacție prin solubilizarea incongruentă a ortoclazului este caolinitul; trecerea în soluție a feldspatului K este de $3 \cdot 10^{-7}$ moli/litru, iar a feldspatului Na de $6 \cdot 10^{-7}$ moli/litru.

→ **Antigeneza prin oxidare și hidroliză.** Paralel cu trecerea în soluție a mineralelor cu legături ionice și, parțial, a celor instabile, cu legături covalente, în zona de alterare, în prezența oxigenului și a apei, se desfășoară cu intensitate crescută reacții de oxidare și hidroliză din care rezultă o mare varietate de minerale de neoformație: oxizi, hidroxizi, sulfați, silicați etc.

Procese de oxidare. Elementele chimice cu variate stări de valență — S, Fe, Mn etc. — legate în rețeaua unor minerale cristalizate în condiții reducătoare, aduse în prezența oxigenului manifestă tendința de a pierde electroni și de a intra în combinații noi, mai stabile în zona superficială a scoarței terestre. Astfel, sulfurile și silicații trec în oxizi, sulfați și carbonați, iar soluțiile care au mediat procesul își modifică sever pH-ul. Un exemplu ilustrativ îl constituie reacția de descompunere a piritei în care pot fi surprinse modificări succesive în starea de valență atât a S, cât și a Fe:

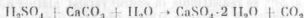


Fierul trivalent ca produs de oxidare a fierului bivalent este instabil în prezența apei și precipită ca hidroxid:



iar în prezența oxigenului, ca oxid.

Acidul sulfuric format prin oxidarea piritei poate fi neutralizat în prezența carbonaților, în urma unei reacții a cărei produs mineral este gipsul:



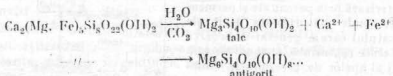
Dacă, însă, soluțiile rezultate din descompunerea sulfurilor ajung în contact cu silicații, ele accelerează punerea în libertate a Na, K, Ca, Mg și își modifică treptat chimismul (și, implicit, pH-ul). Alți compuși generați prin astfel de procese sint oxizii și hidroxizii de Mn și Al (piroluzit — MnO_2 , psilomelan — $(\text{BaH}_2) \cdot \text{Mn}_3\text{O}_{10}$, hidrargilit — $\text{Al}(\text{OH})_3$).

Procese de hidroliză. Compușii minerali metastabili și instabili în prezența apei hidrolizează schimbînd cationii lor bazici cu ioni de hidrogen sau oxidril proveniți din disocierea apei. În esență, hidroliza este o reacție de schimb prin care elementele chimice cu potențial ionic mic sînt îndepărtate din sistem prin solubilizare, iar reziduul se reorganizează sub forma unor edificii cristaline care adăionează grupări OH sau molecule de apă.

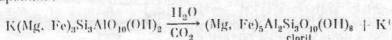
În timpul alterării rocilor preexistente, hidroliza silicaților este procesul cel mai frecvent întîlnit. Mineralele femice sînt mai puțin stabile decît cele salice, iar silicații cu grupări insulare (neso-) și „în lanțuri” (ino-) se transformă mai ușor și mai repede decît cei cu grupări planare (filo-) și tridimensionale (tecto-). Prin hidroliza lor, neoformațiile generate vor avea structură de filo-silicați (cea mai stabilă în zona de alterare) și vor fi îmbogății în grupări oxidril.

Dintre silicații feromagnezieni, olivinele, piroxenii și amfibolii hidrolizează și dau naștere la produse secundare de tipul talcului, serpentinei, ura-

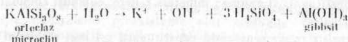
litului și, uneori, cloritului, adesea însoțite de oxizi sau hidroxizi de fier. Reacțiile se desfășoară în trepte; de exemplu, prin alterarea amfibolilor magnezieni rezultă, succesiv, talc și antigorit:



Biotitul eliberează K^+ și trece în clorit (eventual și goethit) dacă rămâne fier disponibil:



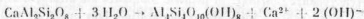
Feldspații sint metastabili și pot hidroliza în prezența soluțiilor cu $p\text{H}$ alcalin (> 9) și a unui Eh pozitiv; în condiții experimentale, ei au fost solubilizați și în soluții cu $p\text{H} = 3$. Contactul prelungit cu apa și temperaturile ridicate accelerează desfășurarea procesului. Principalele produse secundare formate prin alterarea feldspaților sint pirofilitul (illitul), caolinitul și gibbsitul, după reacții de tipul:



Gibbsitul este nestabil în prezența SiO_2 trece rapid în pirofilit — $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ sau caolinit — $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

Menținerea $p\text{H}$ -ului alcalin poate duce la îndepărtarea silicei și reprécipitarea definitivă a gibbsitului: $\text{Al}(\text{OH})_3$.

Feldspații calcici hidrolizează mai repede decât cei sodici și trec în caolinit:



În zona de alterare, hidroliza se conturează ca cel mai activ mecanism de transformare a silicaților și se confundă, practic, cu procesele de caolinizare, sericitizare, serpentinizare, uraltizare etc. (fig. 1.27). În comparație cu fenomene identice afiliate hidrotermalismului juvenil și autometamorfismului intensitatea lor descrește cu adâncimea, iar izotopii oxigenului argumentează originea exogenă a proceselor care le-au generat.

Alte procese fundamentale care însoțesc oxidarea și hidroliza din zona de alterare sint carbonatarea și hidratarea; ele sint responsabile pentru ocurențele de calcit, malachit, azurit, gips etc.

Produsele alterării

Interacțiunea care se stabilește între litosferă, pe de o parte, și atmosferă, hidrosferă, biosferă, pe de altă parte, se materializează în timp geologic prin formarea unor învelișuri discontinue cu compoziție și proprietăți fizico-mecanice distincte de ale rocilor care le-au generat. În ariile continentale ele formează scoarțele de alterare și solurile.

Scoarța de alterare. Este rezultatul acțiunii simultane a meteorizării (dezagregării) și alterării rocilor preexistente. Ea se individualizează la partea superioară a scoarței terestre sub forma unei cuverfuri cu grosimi foarte va-

riabile (între ordinul cm și al zecilor de m), plasată între materialul parental (pe roca proaspătă) și învelișul de sol. Caracterizată prin porozitate și permeabilitate mult mai ridicate decât ale substratului care a generat-o, scoarța de alterare reprezintă o zonă cu bun drenaj al apelor de precipitație. Compoziția sa mineralogică — de o mare complexitate — va exprima, atît natura materialului parental (roci magmatice, metamorfice, sedimentare) și esența proceselor chimice care le-au generat, cît și poziția lui în raport cu factorii de climă și relief. Structurile ei pot fi elastice, brecioase, metacoloïdale, spongioase, concreționare, pătate, reticulare, pămîntoase.

Privită în ansamblu, scoarța de alterare grupează cîteva categorii genetice de constituenți și anume: minerale relict, compuși coloidalî și minerale de neoformație.

Mineralele relict reprezintă constituenții cei mai stabili ai materialului parental, fracțiunea care nu a suferit transformări în cursul alterării. Reprezentate, aproape întotdeauna, prin minerale accesorii ale rocilor preexistente, granulele relict din scoarțele de alterare sînt un indicator sensibil al naturii petrografice a rocilor supuse alterării: zircon, rutil, turmalină, casiterit, topaz, corindon, disten, monazit, barită etc. sau chiar cuarț, aur.

Compuși coloidalî, care sînt instabili în timp în stare de geluri, se întîlnesc în scoarțele recente; formați în primele momente ale alterării, ei au tendința de a trece în agregate cripto- și microcristaline. Din punct de vedere mineralogic ei aparțin silicei, oxizilor și hidroxizilor, carbonaților și, mai rar, silicailor (tab. 1.4).

Tabulul 1.4. Specii minerale cu diverse grade de stabilitate provenite din compuși coloidalî

Geluri instabile (elementul chimic predominant)		Agregate metastabile (microcristaline)	Minerale stabile
silice (opal)	(Si)	calcedonie	cuarț
gel limonitic	(Fe)	turgit	hematit
sporogelit	(Al)	metadiaspor	diaspor
wad	(Mn)	psilomelan	piroluzit
giobertit	(Mg)	hidromagnezit	magnezit
procaolin	(Al, Si)	hidrocaolin	caolin

Mineralele de neoformație au caracter antigen și rezultă prin oxidare, hidroliza, carbonatarea și hidratarea compușilor preexistenți în roci supuse alterării, sau prin precipitare directă din soluții care drenează „sistemul”

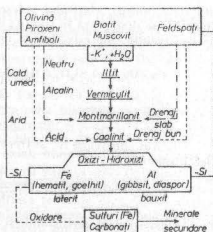


Fig. 1.27. Direcțiile de alterare a principalilor silicați din roci și produsele de neoformație realizate [78].

devenit permeabil al scoarțelor de alterare. În condițiile existente la suprafața scoarței terestre, aceste minerale prezintă o maximă stabilitate și reprezentă, din punct de vedere chimic :

- a) oxizi — Fe_2O_3 , MnO_2
- b) hidroxizi — $\text{Al}(\text{OH})_3$, AlOH , $\text{FeO} \cdot \text{OH}$, $\text{Mn}(\text{OH})_2$
- c) silicați — minerale argiloase (caolinit, montmorillonit, illit, vermiculit), clorite, minerale serpentinice, zeoliți
- d) carbonați — CaCO_3 , FeCO_3
- e) sulfati — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Examenul unei secțiuni transversale executate în scoarța de alterare pune, adesea, în evidență o zonalitate verticală marcată de particularități mineralogice și structurale comune pentru diversele niveluri dispuse între pătura de sol și roca proaspătă. Această zonalitate reflectă, de fapt, relația care se stabilește între poziția nivelului hidrostatic din regiunea analizată și ambianța chimică pe care el o creează. În raport cu acest nivel, cu modul de circulație al apei libere și accesul oxigenului în mediul respectiv se poate vorbi de două zone distincte :

a) *zona de oxidare* sau de aerare, cuprinsă între contactul scoarței cu atmosfera și nivelul hidrostatic ; aici apele meteorice circulă descendent, au un pH acid și se caracterizează printr-un potențial redox pozitiv ($E_h > 0$). Transformările mineralelor preexistente sînt profunde, iar neoformațiile stabile și frecvente aparțin oxizilor și hidroxizilor de Fe, Mn, Al (goethit, lepidocrocit, piroluzit, diaspor) ;

b) *zona de cimentare* sau de saturare cu apă (activă și pasivă) extinsă sub nivelul hidrostatic ; se caracterizează printr-un mediu neutru și alcalin ($\text{pH} = 5,5 - 8,5$) și printr-un potențial redox negativ ($E_h < 0$). În partea sa superioară sînt stabili filosilicații de Al și hidroxizii de Ni și Co, iar în baza sa se conservă minerale relict (cuarț, biotit) alături de neoformații de minerale argiloase și sulfuri secundare. Aceste zone au o deosebită importanță economică atunci cînd scoarța de alterare, intersectînd zăcămintele metalifere se confundă — în zona de oxidare — cu „pălăria de fier” mult îmbogățită în oxizi și hidroxizi de Fe și Mn, și se îmbogățește, în zona de cimentare, în sulfuri (în special de cupru — covelină, calcozină, bornit). Un exemplu în acest sens îl reprezintă zăcămintul de la Altin Tepe (Dobrogea Centrală).

Privită prin prisma materialului parental, zonalitatea verticală a scoarțelor de alterare reflectă particularitățile mineralogice ale rocilor din substrat : granite, granodiorite, gnaise, gabbrouri, bazalte, amfibolite etc. În tabelul 1.5 se poate urmări compoziția mineralogică a scoarțelor de alterare formate pe roci acide (granite) și bazice (gabbrouri) și sensul transformărilor suferite de constituenții lor principali în fiecare zonă determinată de poziția nivelului hidrostatic.

Zonalitatea areală este o funcție a modificărilor climatice și a diversității reliefului pe Glob. (fig. 1.28). Scoarțele de alterare sînt foarte groase (60 m) în regiunile cu climă caldă și umedă (ecuator) și foarte subțiri sau practic absente în regiunile subpolare și polare. Pe baza compoziției lor mineralogice Ruhin (1960) a propus separarea a trei tipuri fundamentale :

— *sialitic saturat sau hidromicaceu*, specific regiunilor reci și temperate, cu alterare chimică relativ slabă și fără migrare silicii. Asociații mineralogice specifice : montmorillonit, beidelit, hidroclorit, hidromice ;

Tabelul 1.5. Asociații mineralogice formate în scoarța de alterare pe roci acide și bazice (după Şeclăman și Anastasiu, 1983)

		PROCESUL DE ALTERARE			
		OXIDARE	HIDROLIZA	OXIDARE	HIDROLIZA
Zona de oxidare $pH \leq 5,5$	Neoformatii	Limonit (Fe) Goethit (Fe) Psilomelan (Mn) Diaspor (Al)		Limonit, goethit Psilomelan Opal Calcedonie	
Zona de cimentare $pH = 5,5 \dots 8,5$		Gips Calcit	Caolinul Montmorillonit Hidroclorit Hidromice	Hidroxizi de Fe Opal Magnezit Dolomit	Ferimontmorillonit Nontronit Caolinul Serpentina, Talc, Clorit
Roca proaspătă	Nealterat/Pelicle	Cuarț Muscovit	Biotit	Plagioclazi	Amfiboli
		GHANIT* 1) amfiboli 2) miche 3) albit 4) ortoză 5) cuarț		GABBROU* 1) olivină 2) piroxeni 3) amfiboli 4) plagioclazi	

* Mineralele sînt scrise în ordinea creșterii stabilității lor.

— sialitic nesaturat sau argilitic, caracteristic zonelor calde cu alterare chimică activă, din care silica a fost parțial îndepărtată. Asociații mineralogice specifice : caolinul, halloysitul, nontronitul, cuarț ;

— alitic sau lateritic, propriu regiunilor ecuatoriale cu temperaturi ridicate și umiditate accentuată ; alterarea este foarte intensă, silica este complet îndepărtată, iar aluminiul este reprecipitat sub formă de hidroxizi. Asociații mineralogice specifice : hidrargilit, diaspor, oxizi și hidroxizi de fier, metahalosit.

Scoarța de alterare constituie un depozit rezidual, adesea cu caracter de eluviu, caracterizat printr-o mare mobilitate chimică. Ea este sediul transformărilor care conduc în timp geologic la îmbogățiri în aluminiu, fier și minerale hidroxilate și reprezintă, în foarte multe cazuri, un material care va evolua spre bauxite. În timpurile actuale, scoarța de alterare este suportul pe care microorganismele și vegetația facilitează formarea și evoluția soluțiilor.

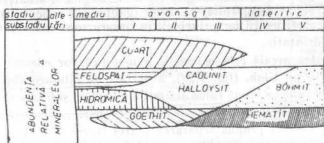


Fig. 1.28. Proportia mineralelor reziduale și de neoformare în partea superioară a scoarței de alterare, în zone temperate, subtropicale și tropicale [7].

Solurile. Scoarțele de alterare își pot modifica sensul evoluției lor în momentul în care devin un suport pentru microorganisme și, implicit, se asociază cu substanța organică. Factorul climatic are un rol esențial în accelerarea sau frânarea proceselor chimice și biologice care conduc pe fondul scoarței de alterare, la individualizarea solului: un înveliș superficial al ei, adesea discontinuu, dar întotdeauna caracterizat prin fertilitate (capacitatea sa de a constitui un mediu de viață pentru plante asigurând nevoile lor de apă și substanțe nutritive).

Reflectând substratul litologic, condițiile climatice și de relief, precum și natura vegetației care se dezvoltă pe ele, solurile constituie produse cu o mare capacitate de transformare. Procese fizico-chimice și biochimice foarte active determină remobilizarea elementelor dintr-un loc într-altul și, implicit, diferențierea organică și mineralogică a constituenților. În sol se diferențiază astfel, orizonturi pedogenetice -- niveluri centimetrice sau decimetrice, cu propriități mineralogice, texturale și structurale distincte.

În mod convențional, principalele orizonturi pedogenetice au fost notate cu literele *A, E, B, C, R, G, O, T* și se caracterizează prin următoarele trăsături diagnostice (grosime, culoare, conținut mineral și substanță organică, textură și structură):

„*A*” -- orizont bogat în humus, situat întotdeauna la partea superioară a solului prin amestecul intim dintre constituenții minerali și substanța organică. Are culori închise și grosimi variabile. După gradul de saturație în baze (*Ca, Mg, K, Na*) și cantitatea de humus poate fi:

- *mollic (Am)* -- cu mai mult de 55% baze și până la 35% humus; este orizont diagnostic pentru clasa molisolurilor, tipul cernoziom;
- *umbric (Au)* -- cu mai puțin de 55% baze și humus acid;
- *oeric (Ao)* -- deschis la culoare și sărac în substanță organică.

„*E*” -- orizont mineral (intermediar), îmbogățit rezidual în silice prin eluvierea argilei, oxizilor/hidroxizilor de fier și substanței organice. Are culori deschise și poate fi:

- *luvic (El)* -- de culoare galben cenușiu și cu structură poliedrică;
- *albic (Ea)* -- de culoare cenușiu-albicios, nestructurat;
- *spodic (Ep)* sau *podzol* -- de culoare cenușiu-deschisă, nestructurat și textură nisipoasă; orizont diagnostic pentru clasa spodosolurilor (tipul podzol, cu îmbogățiri în silice).

„*B*” -- orizont mineral situat în partea inferioară a profilului de sol, sub orizontul *A* sau *E* și caracterizat prin acumularea sau neoformarea fracțiunii argiloase și depunerea coloizilor de fier (de regulă, proveniți din orizonturile superioare). El poate fi:

-- *cambic (Bv)* -- cu neoformații de minerale argiloase (caolinitul este propriu solurilor cu reacție acidă, iar montmorillonitul celor cu reacție alcalină) și culori brune, ruginii, relativ structurat; este orizont diagnostic pentru clasa cambisolurilor;

-- *argiloiluvial (Bl)* -- bogat în fracțiune argilooasă adusă din orizonturile superioare (apare ca pelicule la suprafața agregatelor structurate); nu conține săruri solubile și carbonați; prin distrugerea coloizilor organici de protecție are loc precipitarea hidroxizilor de fier (goethit, lepidocrocit), este orizont diagnostic pentru clasa argiluvisolurilor;

„*G*” -- orizont mineral individualizat în condiții restrictive, de umiditate excesivă, periodică sau permanentă și caracterizat prin formarea „argilelor” smectitice -- cenușiu-verzui; este diagnostic pentru solurile *gleice*.

„O” — orizont organic (nehidromorf), acumulat la suprafața solurilor cu drenaj normal, formate sub vegetație lemnoasă ;

„T” — orizont turbos (sau organic hidromorf), cu grosime minimă de 20 cm, format la suprafața solurilor excesiv umezite, aproape tot timpul anului.

Orizonturile din baza profilului de sol definesc de multe ori natura materialului parental („roca mamă”) și fac tranziția spre scoarța de alterare. Astfel :

orizontul „C” corespunde unui material parental reprezentat prin depozite friabile, neconsolidate, cu (Cca) sau fără carbonați ;

orizontul „R” este alcătuit din roci compacte dure sau epiclastite mobile groșiere (pietrișuri) lipsite de carbonați ;

orizontul R_{rz} — rendzinic — are drept corespondent litologic calcare și dolomite compacte sau roci metamorfice și magmatice bazice și ultrabazice.

Succesiunea diferitelor orizonturi pedogenetice într-o anumită regiune constituie *profilul de sol* și condiționează stabilirea unităților taxonomice : *clasa de sol* și *tipul de sol*.

Constituindu-se ca un produs dependent de condițiile de climă și relief, profilul de sol la suprafața Globului se va putea repeta simetric de la ecuator la poli și din regiunile de câmpie spre cele montane. Tipurile astfel conturate se inseriu în categoria solurilor zonale din clasa cambisoluri (tip *terra-rossa*), molisoluri (tip *chernozem*), argiluvisoluri (tip *brun-roșcat*), spodosoluri (tip *podzol*) (fig. 1.29). În zonele temperate și reci, cu umiditate pronunțată, în profilul de sol se pot păstra cuarțul și fracțiunea grea (zircon, rutil) ca reziduu insolubil și pot apărea neoformații de filosilicați — illit, vermiculit, montmorilonit. În zonele calde (subtropicale și ecuatoriale) și umede, silica din cuarț și silicați este îndepărtată prin solubilizare și apar neoformații de caolinit, gibbsit și goethit. În zonele aride (deșertice) și în cele foarte reci (polare), solurile nu sînt evolute și, de aceea, nu se poate vorbi de diferențiere în orizonturi pedogenetice.

Variații locale, de ordin litologic, microclimatic sau determinate de poziția nivelului hidrostatic permit dezvoltarea unor soluri *intrazonele* al căror profil se abate de la regula generală impusă de poziția sa în raport cu latitu-

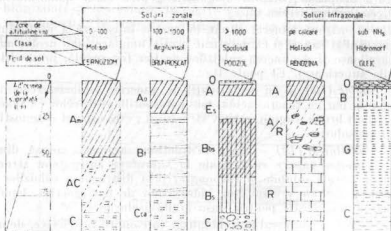


Fig. 1.29. Clase și tipuri de soluri zonale și intrazonele cu precizarea profilurilor pedogenetice respective.

dinea sau altitudinea. În această categorie intră solurile *hidromorfe* (tipul gleic), solurile *halomorfe* (solonceacurile și soloneșurile) și *histosolurile* (cu orizont turbos — T).

Cunoașterea compoziției mineralogice a solului, a caracterelor sale texturale și structurale și, prin aceasta, a permeabilității pentru apă și aer devin condiții indispensabile pentru aprecierea fertilității sale și, în final, pentru dirijarea culturilor agricole. Implicarea mineralogiei și petrografiei în cercetările pedologice a devenit, în zilele noastre, o necesitate.

Produs exclusiv al zonelor continentale subaeriene și format în strînsă dependență cu scoarțele de alterare, solul este supus permanent transformărilor (chimice, mineralogice, organice) și simultan expus degradării și îndepărtării sale de către agenții exogeni (eroziune torențială, alunecări de teren etc.). Din aceste două cauze fundamentale profilul de sol actual nu se poate conserva în timp și, astfel, regăsi în profilul scoarțelor de alterare fosile. Cercetări recente ale unor depozite reziduale paleozoice și mezozoice caută să găsească criterii pentru corelarea unor microzonalități mineralogice și organice cu vechi orienturi pedogenetice.

b. Alterarea subacvatică

Alterarea — ca proces geologic — trebuie privită și în mediul subacvatic pentru a avea imaginea reală a căilor și locurilor prin și în care apar produse reziduale. Ea se manifestă atât asupra elastelor ajunse în rețeaua hidrografică, cât și asupra acelor care se depun sub formă de suspensii în lacuri și mări. Contactul prelungit al apei cu particulele alogene este o condiție a creșterii gradului lor de alterabilitate, adesea continuarea unui proces început în zona dezagregărilor mecanice și transformărilor chimice subaeriene. Modificările de compoziție pe care le suferă aceste particule, după îngroparea lor, aparțin proceselor postdepoziționale (diagenezei).

Căutînd însă o similitudine cu poziția și evoluția pe care o au scoarțele de alterare în ariile continentale, o discuție despre alterarea subacvatică ar însemna o analiză a transformărilor chimice și mineralogice suferite de rocile preexistente în contact direct și prelungit cu apa (din râuri, lacuri și mări).

O parte din factorii de care depinde transformarea substratului vor fi în mod evident aceiași pe care i-am considerat și în procesele subaeriene, cu deosebirea că în această nouă situație contactul permanent dintre „faza minerală” și „soluția apoasă” va accelera desfășurarea reacțiilor. În mediul subacvatic, hidroliza și, uneori, oxidarea sînt procesele cele mai active care strică echilibrul chimic în rocile preexistente și generează neoformații. Dificultatea observării directe a acestor transformări și, în general, a aprecierii contextului geologic nu permite o estimare a ponderii pe care alterarea în mediul subacvatic o are în generarea de produse reziduale; de asemenea, este greu de precizat raportul în care aceste produse se află cu unele „precipitate directe” din mediul acvatic. De exemplu, în ce măsură glauconitul, oxizii de Mn sau zeoliții trebuie priviți ca produse secundare sau ca „precipitate”, cunoscîndu-se foarte bine faptul că toate aceste minerale se pot forma pe ambele căi.

Alterarea submarină sau *halmiroliza* (descrișă sub acest termen de Hummel, 1922), cu ponderea cea mai mare printre procesele de transformare subacvatică, se desfășoară sub controlul unor factori relativ constanți (salinitatea soluțiilor este ridicată, pH-ul alcalin = 8–8,2 și are un caracter se-

lectiv). Variațiile mineralogice la care ne așteptăm sau pe care le sesizăm vor fi determinate de contaminarea apelor marine cu soluții juvenile (în lungul sistemelor de fracturi crustale, a zonelor cu flux termic ridicat, a manifestării unor activități vulcanice submarine etc.) de diversitatea petrografică a substratului sau/și de aportul de oxigen în apele de fund.

Din analiza carotelor extrase din sedimente și roci submarine (Golful Mexic, Oc. Atlantic, Pacificul de est etc.) a rezultat că halmiroliza este activă în raport cu rocile magmatice și metamorfice feldspatice deschise în canioanele marginilor continentale, cu bazaltele de fund oceanic și cu produsele vulcanice acumulate în aceste regiuni (sticle, cenuși).

Alături de feldspați, vor suferi modificări în- și nesosilicații, care trec în talc și minerale serpentinite, micle feromagneziene (biotitul, de exemplu, care trece în clorit) etc. Concentrația, relativ ridicată în Mg^{2+} a apelor marine dirijează halmiroliza spre substituții de tipul:

Ca — montmorillonit + Mg^{2+} (legat în nivele brucitice) →

Mg clorite (cu structuri dublu stratificate).

Glaucinitul, un mineral autigen frecvent în sedimentele marine, poate fi privit și ca un efect al alterării filosilicaților detritici, cu structură tristratificată, bogați în aluminiu. Elementele necesare pentru formarea glaucinitului Fe^{2+} , Fe^{3+} , K^+ provin din apa mării și înlocuiesc Al^{3+} în momentul în care potențialul redox permite fixarea acestor elemente (la un $Eh = 0$, realizat prin descompunerea substanței organice asociată fracțiunii detritice).

Zeoliții, asociați frecvent cu sticlă vulcanică și lave bazaltice submarine, se consideră și ei a avea o astfel de proveniență „secundară”. Ei sînt reprezentați prin analcim, phillipsit-harmotom etc.

Produsele reziduale se vor dezvolta la interfața substrat-apă, sub forma unei „scoarțe de alterare” cu grosimi, de regulă, mai mici decît cele continentale. Evoluția ei este posibilă în ariile în care sedimentarea terigenă lipsește. Efectul unor astfel de procese pe fundul mării este complex. Ioni eliberați prin hidroliză și oxidare se vor recombina cu ionii în exces existenți în soluțiile marine pentru a genera, prin precipitare, alte produse autigene (ortoclorite, oxizi de mangan, zeoliți, micle etc.). Astfel, hidroliza, ca proces global, este nu numai un efect al reacțiilor care se petrec în mediul marin între apă și rocă, dar și o cauză a dezechilibrelor chimice în soluții salină.

1.2.3. Soluții naturale și precipitate chimice

Pe lângă celelalte funcții ale sale, apa constituie și un mediu chimic, un solvent cu compoziție foarte variată, din care elementele care-și ating și depășesc „pragul de saturație” se separă prin precipitare sub formă de compuși minerali.

Apele continentale — din fluvii, lacuri, mlaștini —, precum și cele lagunare sau marine reprezintă soluții naturale cu caracter electrolitic sau coloidal în care se găsesc dizolvate elemente ușor solubile: Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- și greu solubile Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Si^{4+} , P^{5+} sub formă de cationi și anioni. Compoziția lor foarte diferită reflectă tendința către un echilibru chimic, rezultat din interacțiunea hidrosferei cu litosfera și atmosfera (prin procese de alterare, prin evaporare, prin contaminare cu surse juvenile, prin cristalizarea compușilor excedentari etc.).

Trăsăturile petrogenetice ale compuşilor separaţi din astfel de γ ii reflectă, în primul rînd, caracterul coloidal sau electrolitic al mediului din care au provenit şi apoi particularităţile sale chimice (ρ H, Eh).

Soluţiile electrolitice (ionice sau moleculare) sînt sisteme ultradisperse rezultate prin dizolvarea congruentă şi incongruentă a fazelor minerale; deşi îndeplinesc condiţia unui sistem omogen, ele prezintă proprietăţi variabile în funcţie de cantitatea de substanţe dizolvate. Elementele chimice frecvent întâlnite în soluţiile electrolitice sînt Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- .

Coloizii sînt sisteme disperse, aparent omogene, alcătuite din particule cu dimensiuni cuprinse între 10^{-6} şi 10^{-3} mm, care nu permit decantarea lor cînd mediul este în repaus. Această caracteristică face din coloizi, o fază intermediară între suspensii şi soluţii electrolitice. După natura chimică a fazei disperse, coloizii naturali pot fi: de dispersie, moleculari şi „de asociaţie” sau micelari.

Coloizii de dispersie au caracter metalic iar particulele fazei disperse sînt alcătuite din atomi identici nelegaţi chimic între ei.

Coloizii moleculari sînt hidrofilii şi alcătuiţi din particule macromoleculare (atomi uniţi covalent) care se încarcă cu sarcini electrice. Astfel, SiO_2 , MnO_2 , PbS se găsesc frecvent în mediul apos sub formă de coloizi cu sarcini negative.

Coloizii de asociaţie rezultă din gruparea unui număr mare de molecule legate slab prin forţe Van der Waals şi caracterizează elementele chimice greu solubile şi substanţele organice; ei îmbracă forma compuşilor $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, $\text{Cu}(\text{OH})_2$ încărcăţi cu sarcini pozitive. În toate tipurile de coloizi mişcarea browniană a particulelor componente încetineşte pe măsură ce diametrul acestora creşte. Orice mediu natural, prin volumul de apă pe care-l reprezintă şi dinamica acesteia în cadrul „bazinului” respectiv, poate îndeplini alternativ sau simultan calitatea de soluţie electrolitică sau soluţie coloidală. Analiza succesiunii produselor precipitate va constitui măsura calităţii mediului chimic care le-a generat.

a. Compoziţia chimică a apelor naturale (fluxii şi mări)

Reţeaua hidrografică ce drenează ăriile continentale înmagazinează o foarte bună parte din elementele rezultate prin solubilizare şi hidroliză, şi le transportă în soluţie spre bazinele marine şi oceanice. Cantitatea de substanţe solide anorganice dizolvate în apa unui riu determină gradul său de mineralizare, care se exprimă în g/m^3 şi se poate calcula prin relaţia

$$M = \frac{S \cdot 10^6}{V} [\text{g}/\text{m}^3]$$

în care: S este cantitatea de substanţe chimice „uscate”, în g;

V — volumul probei, în cm^3 .

Cantitatea totală de săruri dizolvate în apele fluviale oscilează între 37 şi 8 000 ppm şi se înscrie mult sub conţinuturile apelor marine. Din punct de vedere chimic ele sînt dominate de Ca^{2+} , HCO_3^- şi H_3SiO_4^- , o bună parte din compuşii săi provenind direct din atmosferă (astfel pot ajunge în ape, CO_2 şi respectiv HCO_3^- , Na^+ , Cl^- şi SO_4^{--}). În această asociaţie de elemente se poate remarcă legătura dintre comportarea Na^+ şi a Cl^- , precum şi legătura dintre conţinutul de K^+ şi SiO_2 şi solubilizarea silicaţilor (tabelul 1.6).

Tabelul 1.6. Originea și conținutul principalilor cationi și anioni în apele fluviale (valori medii) și în oceane (după Holland, 1984)

Sursa	Anioni (mg/kg)			Cationi (mg/kg)				n mol/kg SiO ₂
	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	
Timp de rezidență log ₁₀ (a.a.o.)/an	4,5 ... 4,9	6,9	7,9	5,9	7,0	7,7	6,7	3,8
Alterarea								
— silicaților	—	—	—	0,14	0,20	0,10	0,05	0,21
— carbonaților	0,31	—	—	0,50	0,13	—	—	—
— sulfatilor	—	0,07	—	0,07	—	—	—	—
— sulfurilor	—	0,07	—	—	—	—	—	—
— clorurilor	—	—	0,16	0,01	0,01	0,11	0,01	—
C. organic	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Atmosfera	0,58	0,09	0,06	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
TOTAL	0,96	0,23	0,22	0,75	0,35	0,26	0,07	0,22
În oceane (ppm)	115	2 712	10 350	412	1 294	10 760	399	

Cunoscând gradul de mineralizare al unei ape curgătoare se poate aprecia debitul substanțelor chimice transportate de acestea (P) și, implicit, cantitățile introduse în bazinele în care se varsă. Astfel :

$$P = \frac{M \cdot Q}{10^3} \text{ [kg/s]}$$

în care : M este gradul de mineralizare, în g/m³;

Q — debitul de apă, în m³/s.

Holland (1984) a apreciat rata denudării chimice în ariile continentale la $2,2 \cdot 10^{-3}$ g solide/cm², ceea ce corespunde cu un transport în soluție al sărurilor solubile efectuat de întreaga rețea hidrografică de pe Glob de cca $42 \cdot 10^{14}$ g/an. Valorile obținute par a fi determinate de natura și reactivitatea substratului, de condițiile climatice din aria bazinului hidrografic respectiv și, mai puțin, de altitudinea reliefului traversat (lotuși pentru zonele cu altitudini medii reduse, unde scurgerea este mai lentă, posibilitățile de dizolvare ale riurilor sînt mai mari).

Apa mărilor și oceanelor, mult mai concentrată în săruri decît apa fluviilor, constituie o soluție de cloruri, bromuri, sulfati, carbonați și foarte puține săruri ale elementelor alcaline și alcalino-pămîntoase. Deosebirile calitative și cantitative între cele două medii — fluvial și marin — sugerează ideea că sărurile din apele marine nu pot fi considerate rezultatul concentrării prelungite a compuşilor deversați prin rețeaua hidrografică ; originea lor trebuie legată de contaminarea apelor cu produsele vulcanismului și magmatismului din primele momente de formare și consolidare a crustei terestre, precum și a manifestărilor vulcanice submarine din toată perioada de evoluție a spațiului oceanic ; un rol deloc neglijabil l-a avut și schimbul de elemente al hidrosferei marine cu atmosfera.

În constituția apelor marine intră elemente thalasofile (Cl, Br, SO₄, B, Na, K, Ca, Mg, Sr) în concentrații care depășesc cantitatea furnizată hidrosferei de alterație și eroziune, și elemente thalasogene (Fe, Al, Si, Mn, Sc, Mo etc.) legate, în special, de fazele solide care ajung în mediul marin și pe care le eliberează prin hidroliză (v. tabelul 1.7).

Tabloul 1.7. Concentrația elementelor minore în apele fluxiale și apele oceanice (valori medii)

Elementul	În fluxii g/kg	În oceane g/kg	Țimp de rezidență
Ag	0,09	0,008	5
Al	360	2	2
Au	0,010	0,005	5
B	12	—	7
Ba	45	20	4,5
Cu	5,3	0,3	4
Fe	480	2	2
Ga	0,09	0,03	4
Mn	20	0,2	4
Mo	1,8	10	5
Ni	10	0,6	4
P	20	60	4
Pb	4,0	0,03	2,6
Th	0,096	0,0015	2
Ti	8,6	1	—
Zn	45	3	4

Chimismul global al apelor marine și concentrația în săruri a acestora sînt apreciate, în mod curent, prin *salinitate*, care exprimă cantitatea totală de săruri dizolvate la 1 litru de apă de mare cînd toți carbonații au fost convertiți în oxizi, bromurile și iodurile înlocuite prin cloruri și toată materia organică oxidată. Valoarea medie a salinității apelor marine este de 35 g/l și derivă din coexistența următoarelor tipuri de săruri și, respectiv, ioni disociați:

Tabloul 1.8. Conținutul în săruri al apelor marine

Raportat la greutatea apei [%]	Raportat la cantitatea de săruri dizolvate [%]
NaCl	2,72
MgCl	0,38
MgSO ₄	0,17
CaSO ₄	0,12
K ₂ SO ₄	0,09
MgBr ₂	0,01
CaCO ₃ și altele	0,01
	0,34

Compoziția apelor marine se consideră pentru o anumită regiune constantă, întrucît concentrația elementelor chimice se reglează singură în așa fel încît „ieșirile” chimice „precipitățile” echilibrează „intrările” într-o perioadă de timp egală cu de cîteva ori *țimpul de rezidență*¹ a elementelor în soluție; elementele cu țimi de rezidență mai mici de 1 000 ani tind să aibă o distribuție eterogenă față de elementele cu țimp de rezidență mai mare Na, K, Mg, Ca, Cl, Br = 10⁶ ani, HCO₃⁻ = 10⁵ ani care realizează distribuții omogene; elementele care intră în ciclurile biologice (Si, P, N) se abat de la această regulă avînd țimi de rezidență mult reduși. Astfel, concentrația acestor ele-

¹ Țimpul de rezidență reprezintă raportul dintre cantitatea totală A₀ a substanței respective în apa marină și rata dA₀/dt a aportului rețelei hidrografice. El poate varia de la perioada de amestec a apelor pînă la 10⁶ ani (perioada de amestec a apei oceanice în primii 100 m este de 10 ani; amestecul apelor în adîncime are loc în cca 1 000 ani). De exemplu, pentru Na 260 000 000 ani; Mg — 12 000 000 ani; K — 11 000 000 ani; Ca — 1 000 000; Si — 8 000 ani; Mn — 7 000 ani; Fe — 140 ani; Al — 100 ani.

mente este redusă în stratul de apă de la suprafață, în care abundă organisme, crește în apele de adâncime în care reintră din cauza descompunerii oxidante a organismelor și este complicată de transportul fizic al maselor de apă în oceane.

În mod curent însă, față de valoarea medie a salinității apele oceanice și marine prezintă abateri mari, condiționate de zona climatică în care se găsească (și deci de temperatură și evaporație), de adâncimea la care ne referim, de relația cu marginea continentală unde există un raport substanțial de ape dulci, de prezența lor în vecinătatea sectoarelor de divergență a plăcilor crustale, unde temperatura este mult mai ridicată și aportul de soluții juvenile aproape omniprezent. Din aceste cauze, salinitatea tinde să scadă spre fundul bazinelor la 34‰ dar tot aici să atingă în zonele de rift 175‰ (M. Roșie). Marea Moartă, un bazin închis situat într-o regiune cu evaporație foarte intensă, are la suprafață 200‰, în Marea Roșie $S = 40‰$, Marea Neagră — un bazin semiînchis care beneficiază de aportul a două fluvii, Dunărea și Nistrul, are o salinitate de 18–22‰, iar Marea Caspică, bazin intracontinental, are $S = 1 - 15‰$. Pentru a ne apropia cât mai mult de situațiile naturale care controlează diversitatea produselor chimice separate din soluții, s-a încercat o grupare a mediilor naturale după concentrația lor în săruri, în diferite „faciesuri de salinitate”. Astfel, au fost separate:

- 0–0,5‰ — facies *dulcecol*, în ape curgătoare și lacuri;
- 0,5–5‰ — facies *oligohalin*, în lacuri și unele mări închise;
- 5–16,5‰ — facies *salmastru*, în unele mări marginale sau închise, (Marea Caspică);
- 16,5–30‰ — facies *brachihalin*, în mări semiînchise (M. Neagră);
- 30–50‰ — facies *marin* propriu-zis, în mări și oceane;
- >50‰ — facies *hipersalin* (sau lagunar), în golfuri și lagune (G. Persic, Coorong Lagoon etc.).

b. Autigeneza prin precipitare chimică

Separarea compusilor anorganici și formarea mineralelor autigene din soluții naturale — coloidale sau electrolitice — reprezintă un proces de esență chimică și urmează aceleași legi, indiferent de originea și natura fluidelor (juvenile sau meteorice, fluviale sau marine); pentru acest motiv pot exista unele similitudini structurale și texturale între produsele endogene și cele exogene (de exemplu, între agregatele silicioase formate prin precipitare din soluții marine și cele depuse din soluții hidrotermale subaevative sau între zeoliții autigeni și cei vulcanogeni etc.).

În domeniul sedimentar, procesele de autigeneză sînt larg răspindite și vizează atît formarea unor edificii petrografice de origine chimică bine individualizate în coloanele litologice (calcare, evaporite, fosforite, silicolite) cît și depunerea din soluții interstițiale a cimentului ce leagă clastele sedimentelor detritice (calcit, gips, apatit, calcedonie) (vezi și capitolul „Procese postdepoziționale”).

Depunerea mineralelor autigene sub formă de geluri sau agregate cristaline este strict controlată de concentrația în săruri a soluțiilor, de pH-ul, Eh-ul și temperatura lor de evaporație, precum și de factori geologici, cum ar fi: volumul și adâncimea apei în bazin, gradul de deschidere a acestuia spre ocean, circulația apelor și poziția bazinului în raport cu factorii de climă.

Coagularea coloizilor. Precipitarea soluțiilor coloidale și pierderea stabilității coloizilor se realizează atunci cînd energia superficială a particulelor (E_s) — ca expresie a produsului dintre tensiunea superficială (σ) și suprafața

particulei (A) (adică $E \cdot \sigma \cdot A$), tinde să crească peste o limită admisă. Acest lucru se petrece prin neutralizarea sarcinilor electrice (în contact cu soluții care determină alăturarea particulelor coloidale) sau prin evaporarea mediului de dispersie, adesea în corelație cu creșterea temperaturii.

Trecerea bruscă a soluțiilor coloidale dintr-o stare în alta — de exemplu, la transferul acestora din rețeaua hidrografică în bazinele marine bogate în electroliți — grăbește evident depunerea lor și face, din zonele deltaice și cele litoral-neritice, spații oportune pentru concentrarea gelurilor de Al , Fe , Mn , Si . Un fenomen similar poate avea loc la întâlnirea a două mase de apă cu temperaturi diferite: de asemenea, o cantitate mare de suspensii în bazinul în care ajung coloizii poate declanșa coagularea acestora (în special, a celor de Fe și Si).

Acumularea centrilor de coagulare conduce la mase gelatinoase cu structură corpusculară sau fibroasă, întotdeauna cu priorități izotrope, puternic adsorbante și bogate în molecule de apă. Morfologia „corpurilor de gel” este întotdeauna specifică, mamelonară, reniformă, cu suprafețe rotunjite și, adesea, lucioase. Afinitatea unor microelemente (U , Th , Cu , Ph) față de astfel de produse este o expresie a proprietăților lor aditive (adsorbante).

Precipitarea soluțiilor electrolitice. Elementele chimice disociate în soluție pot reacționa între ele pentru a forma compusi minerali atunci când ating simultan o anumită concentrație și soluția devine suprasaturată¹. Condiția valabilă la un moment dat pentru un anumit compus, de exemplu, pentru carbonați, nu este suficientă pentru altul, de exemplu pentru sulfați. Aceasta înseamnă că în mediu natural „pragul de saturație” pentru diversele săruri ce-i determină compoziția chimică se va atinge progresiv, iar separarea lor din soluție, prin cristalizare, se va realiza succesiv, într-o ordine care întotdeauna este invers proporțională cu ordinea de solubilizare. Acest prag de saturație, pentru un anumit produs, poate fi atins prin creșterea concentrației în soluție (deci prin adaos din afara sistemului, prin ridicarea temperaturii și evaporarea soluției, prin modificări esențiale ale condiției de pH și Eh) în raport cu care, în condițiile inițiale ale intrării sale în soluție, produsul respectiv este stabil (de exemplu $CaCO_3$ disociază în soluții acide și reprecipită din soluții alcaline).

Figura 1.30 redă ordinea ideală de precipitare a compuşilor autigeni în acord cu scăderea treptată a volumului de apă în bazin, ca o condiție esențială pentru atingerea pragului de saturație în cazul sulfaților și a clorurilor (fig. 1.31).

O asemenea succesiune, care cuprinde oxizi, hidroxizi, silice — ca geluri — și apoi fosfați, carbonați, sulfați de calciu, halit, kainit, carnalit, silvină, bischofit — ca minerale autigene cristalizate — s-ar putea realiza în condiții ideale dacă bazinul în care are loc precipitarea ar fi foarte stabil, ar fi lipsit de aport terigen și ar fi supus continuu unei evaporări care să modifice concentrația sărurilor în soluție. În natură, astfel de situații se consideră accidentale, iar coloanele litologice din formațiunile sedimentare surprind, de

¹ Soluția suprasaturată conține o cantitate mai mare de substanță dizolvată decât cea corespunzătoare solubilității ei în condițiile date și reprezintă întotdeauna un sistem chimic instabil: excesul de substanțe poate cristaliza brusc și în cantitate mare.

O soluție saturată — care conține dizolvată cantitatea maximă dintr-o substanță — nu este întotdeauna o soluție concentrată: dacă solubilitatea substanței respective este foarte redusă — cazul SiO_2 , 6 ppm în fluxii — soluția saturată poate fi foarte diluată.

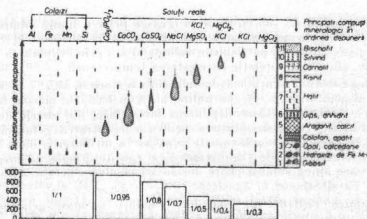


Fig. 1.30. Ordinea ideală de precipitare a mineralelor autigene în raport cu volumul apei în bazin.

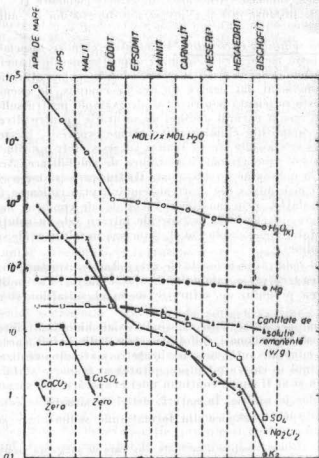


Fig. 1.31. Compoziția apelor oceanice și începutul precipitării sulfatilor și clorurilor în condiții izoterme (la 25°C).

(!) În loc de hexaedrit se citește hexahidrat.

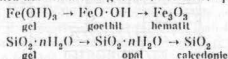
regulă, doar secvențe ale acestei succesiuni. Astfel este frecvent descrisă asociația dintre Fe și Si, silicolite și fosforite, fosforite și calcare, sulfați și cloruri etc.

c. Medii naturale chimice (cadrul geologic)

În domeniul sedimentar, precipitarea din soluții electrolitice se circumscrie ca un proces petrogenetic major, care are drept cadru de desfășurare, atât arile continentale — în jurul izvoarelor, în lacuri și mlaștiri, în zone lagunare — cât și bazinele marine și oceanice. Formarea asociațiilor minerale chimice în aceste domenii este expresia complexă a faciesului de salinitate a apelor și a regimului hidrodinamic (caracterul stagnant sau mobil al lor) și, implicit, a tipului de bazin (închis/deschis) și a poziției lui în raport cu factorii de climă (caldă-temperată, umedă-aridă).

Într-un cadru geologic natural astfel condiționat se vor naște asociații minerale și succesiuni de edificii petrografice capabile oricând să fundamenteze reconstituirea unui context chimic care, astăzi, este generalizat din punct de vedere sedimentologic în cinci medii ale sedimentării autigene: lacustru (în climat umed), marin normal, marin restrictiv, lacustru în climat arid și eulinic (lagunar sau marin) (fig. 1.32).

Asociațiile de facies dulcicol — din mediile lacustre, de climat umed — sînt dominate de produsele consolidării gelurilor de fier și silice din soluții cu pH slab acid și potențial redox pozitiv. Din punct de vedere mineralogic, ele reprezintă acumulări de goethit, hematit, opal și calcedonie după reacțiile:



și sînt identificate în asociații litologice sub forma depozitelor de ferilite și, respectiv, silicolite chimice, care se acumulează astăzi în lacurile situate la latitudini mari din nordul Europei, Asiei și Americii de Nord.

Asociațiile de facies marin normal formate în bazine cu circulație permanentă pot începe în bază cu depozite feruginoase și silicioase, dar sînt dominate de ocurențele de carbonați, fosfați, silicați (glauconit, leptoclorite, minerale argiloase, feldspați, zeoliți) și oxizi de mangan.

Silicea, cu un conținut mediu de 4—6 mg/kg, precipită mai ușor sub formă de opal decît de cuarț și, în prezența hidroxizilor de Al, Fe, Mn, Mg, chiar din soluții diluate cu pH mai mic de 8. Rata de depunere a compuşilor amorfii este apreciată la $3,6 \cdot 10^{14}$ g/an, ceea ce nu compensează aportul de SiO_2 introdus în mare de rețeaua hidrografică (și egal cu $6 \cdot 10^{14}$ g/an).

Apele marine — la suprafață — sînt de regulă suprasaturate în calcit și aragonit și nesaturate în adîncime datorită presiunii mari a CO_2 și temperaturii scăzute a apelor, factori care inhibă precipitarea carbonaților. Precipitarea CaCO_3 poate avea loc pe un interval batimetric larg, în special în zonele litorale, neritice și batiale și pînă în vecinătatea limitei de compensație a carbonaților (CCD — de la inițialele în limba engleză *carbonate compensation depth*), adică pînă la nivelul la care ritmul aportului de carbonat din zona de suprafață (apreciat la $18 \cdot 10^{14}$ g/an) este echilibrat de ritmul dizolvării lui. Sub această limită — plasată în jur de 4 000—4 500 m — germenii de calcit încep să se dizolve. În mediile cu pH alcalin precipitarea calcitului este catalizată de prezența sărurilor de NaCl, KCl și CaCl_2 și a cationului Mg^{2+} ; de aceea, acest mineral se poate separa mai ușor în ape dulci. În schimb, aragonitul precipită mai repede în prezența Mg^{2+} și este un constituent frecvent în apele marine din zonele calde. Rata de depunere a carbonaților în astfel

Tipul de bazin	închis	deschis	semi-închis		
Regimul hidrodynamic	Ape stagnante	Circulație permanentă		Ape stagnante	Ape stagnante
Poziția tectostructurală	Kratonic continental	Margine continentală+ocean	Margine continentală	Kratonic intracratonic	Kratonic intracratonic
MEDIUL SEDIMENTAR	LACUSTRU umed	MARIN normal	MARIN RESTRICTIV	LACUSTRU and-lagunar	LACUSTRU-marin
AUTIGENE					
Focul salinitate	dulcicol	marin	hipersalin	hipersalin	salmastru
Salinitatea					
pH					
Eh	(+), (-)	(+)	(+)	(+)	(-)
Hematit					
Calcedonie					
Pirroluzit					
Apatit					
Sulfuri					
Glauconit					
Leptoclorite					
Hidromice					
Smeclite					
Zeoliți					
Calci					
Dolomit					
Anhidrit					
Gips					
Halit					
Silvina					
Borati					
Carbonati					
Sulfati					

Fig. 1.32. Mediile naturale ale sedimentării autigene și principalele asociații de minerale.

de zone (regiunea Bahama, de exemplu), considerate foarte „productive”, poate atinge 50 mg/cm²/an sau o medie de 0,4–2 cm grosime/1 000 ani. În ciuda faptului că alături de calci, și dolomitul se află în apa de mare la limita de saturație, creșterea cristalelor de dolomit este foarte lentă din cauza dificultății de ordonare a Ca²⁺ și Mg²⁺ în structura sa reticulară, adesea inhibată de hidroliza ionilor de Mg²⁺, care se blochează în Mg(OH)₂.

Colofanul și apatitul — produsul cloromorf și respectiv cristalizat al fosfatului de Ca — precipită în condiții similare cu CaCO₃ și de aceea formează frecvent asociații cu acesta. În apele adânci și reci cu pH scăzut, conținutul în P₂O₅ este ridicat (până la 300 mg/m³) și scade în apele superficiale (până la 1–50 mg/m³), unde sînt create condițiile pentru precipitarea celor două minerale (la scăderea P_{CO₂} și ridicarea temperaturii).

Investigațiile din ultimii ani au completat mult imaginea despre posibilitățile de precipitare autigenă a silicaților. Sedimentele marine actuale din zonele neritice, dar în special, abisale, conțin numeroase minerale autigene: glauconit, sepiolit, paligorskit, tale, chamosit, montmorilonit și illit, zeoliți (phillipsit și clinoptilolit), albit. Ele se separă în condițiile unui pH alcalin și în funcție de starea cationilor legați în rețea, în condiții variabile ale Eh-ului. Astfel, glauconitul este un indicator tipic pentru un Eh foarte apropiat de zero, în care ar putea fi stabilizat — simultan — cei doi cationi de Fe^{2+} și Fe^{3+} din rețeaua sa; în aceste condiții rata de sedimentare este mai mare decât pentru mulți alți silicați. Pentru zeoliți, de exemplu, este apreciată o rată de 0,1 g/cm²/1 000 ani.

Mediul marin actual se dovedește a fi foarte favorabil pentru separarea pe cale chimică a oxizilor de mangan sub formă de piroluzit (MnO_2), psilomelan ($BaMn^{2+}Mn^{4+}O_{10}(OH)_4$), todorokit ($MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$). Reacția de depunere a MnO_2 , în mediu cu potențial redox pozitiv, este catalizată de prezența cationilor de Fe^{3+} și a fracțiunii elastice (piro- sau epi-) și se desfășoară foarte lent. Rata de depunere a compuşilor respectivi este de ordinul milimetrilor la 100 000 — 1 000 000 ani.

Dintre toate aceste minerale, un rol petrogenetic important îl au silica, carbonații, fosfații și oxizii de mangan, care, prin acumulare prelungită, generează roci silicioase, calcare de precipitație, fosforite și, respectiv, noduli polimetaliici; restul compuşilor menționați reprezintă o fracțiune autigenă care se asociază cu sedimentele pelitice de fund oceanic.

Asociațiile faciesului hipersalin din mediile marine cu circulație restrictivă (ocazională) și respectiv ale celor lagunare (sau lacuri din zone aride) cuprind toată gama de minerale evaporitice — sulfați (gips și anhidrit), halit și săruri delievescente (silvină, carbonați și sulfați de Na și Mg) care repauzează ocazional pe calcare sau dolomite. Cristalizarea acestor minerale sugerează alcalinitatea crescută a apelor în bazin (pH > 7–8) și întotdeauna potențial redox pozitiv. Precipitarea sulfaților și clorurilor — la 25°C — poate începe (după Braitsch) când volumul apei în bazin se reduce prin evaporare și atinge o concentrație (salinitate) de:

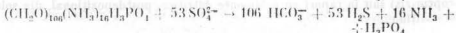
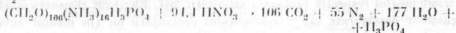
3,4 ori și $S = 120\text{‰}$ pentru a se separa $CaSO_4 \cdot 2H_2O$;

11 ori și $S = 385\text{‰}$ pentru a se separa NaCl;

60 ori și $S = 2\,100\text{‰}$ pentru a se separa KCl și $MgCl_2$.

Acest lucru ilustrează clar gradul de nesaturare în aceste săruri a apei de mare. Rata de acumulare a mineralelor evaporitice este apreciată după exemplul, de excepție, al Golfului Kara Bugaz la 500 cm/1 000 ani sau $1,3 \cdot 10^6$ t/an.

Mediul euzinic se conturează astăzi prin informația abundentă obținută din analiza sedimentelor de pe fundul Mării Negre — vestitul Pontus Euxinus — ca un domeniu particular al sedimentării chimice, condiționat de stagnarea apelor și caracterul ei anoxic, acumularea substanței organice și generarea, în aceste condiții, a H_2S . Mediul este reducător, acid sau alcalin și din punct de vedere chimic generator de sulfuri. În astfel de condiții, curenții verticali "aducători" de oxigen lipsese, substanțele organice care se acumulează conțin C, N și P (în proporție de 106 : 16 : 1), iar reacțiile chimice pe care le determină consumă tot oxigenul preexistent și eliberează azot, hidrogen sulfurat și CO_2 :



Reducerea sulfaților la sulfuri este influențată de cantitatea de materie organică din care pentru acest proces se consumă 15—45%. În mediile euxinice sulfurile care se formează — pirită, galenă, blendă, calcopirită (dacă există ioni disponibili de Fe^{2+} , Pb, Zn, Cu) — și mineralele argiloase existente pentru adăugarea Mo, Cu și U (până la 0,005—0,010%). Ca o expresie a condițiilor în care pot precipita, sulfurile autigene se asociază frecvent cu mlurile negre și, respectiv, cu argile și, mai rar, cu gresii și calcare.

d. Criterii de identificare și semnificații geologice

Produsele de origine chimică contrastează prin caracterele lor petrografice cu celelalte formațiuni sedimentare și se individualizează printre cele de origine mărină sau lacustră prin limite nete ce ilustrează schimbarea bruscă a condițiilor de mediu. Astfel de produse sînt definite prin constituții mineralogice omogene și uniforme; din punct de vedere chimic, ele formează acumulări de carbonați, sau de sulfați, sau de halogenuri sau de fosfați etc., schimbînd prin aceasta chimismul apelor care le-au generat și echilibrul atins la un moment dat între „soluție” și „faza minerală” dizolvată.

În asemenea agregate, constituenții minerali au caracter autigen și se recunosc prin:

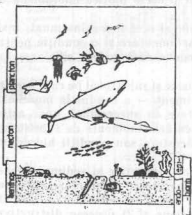
- structura lor amorfă (dacă reprezintă geluri) sau cristalină;
- morfologia cristalelor, dominată de forme euhedrale și subhedrale (dacă forța de cristalizare a speciilor minerale este ridicată, de exemplu, la dolomit) și anhedrale (la minerale cu forță de cristalizare redusă — la calcit, halit etc.; mai puțin frecvente dar întotdeauna semnificative prin morfologia lor sînt agregatele sferulitice sau fibros radiare (de calcedonie, zeoliți, aragonit etc.);
- contactul dintre cristale, care este liniar sau sutural, întotdeauna asemănător cu cel realizat prin blastază (în rocile metamorfice — în cuarțite, de exemplu) sau cristalizare fracționată (în rocile magmatice plutonice sau subvulcanice (granite, sienite, aplite);
- incluziunile, cînd sînt prezente au o distribuție zonară, paralelă cu fețele cristalelor și o constituție identică cu cea a fracțiunii alogene care impurifică agregatul (carbonatică, argilooasă etc.);
- pseudomorfozele și coroanele de reacție sînt proprii compuşilor autigeni formați secundar, prin reacție cu un produs primar instabil, în prezența unei soluții cu chimism net diferit (de exemplu, ocurențele de silice — calcedonie sau opal — în testele carbonatice ale unor foraminifere; înlocuirea feldspaților plagioclazi detritici prin calcit; substituția carbonaților prin colofan etc.);
- mineralele de neoformație intersectează vechile structuri sedimentare (suprafața laminelor sau a unui bioclast), evidențiind prin aceasta caracterul lor secundar, postdepozitional. Astfel de relații sînt specifice proceselor de autigeneză din timpul diagenzei.

Analiza corelată a tuturor acestor trăsături este în măsură să ofere informații prețioase atît pentru reconstituirea parametrilor chimici ce au definit mediul respectiv (valoarea salinității, pH, Eh...) cît și pentru cinetica reacțiilor desfășurate sau a momentului declanșării lor (în mediul acvatic propriu-zis) sau în raport cu sedimente detritice, postdepozitional, din soluții interstițiale.

1.3. PROCESE BIOTICE

De la apariția formelor de viață pe Pământ în urmă cu 2,5 miliarde ani — și de la diversificarea lor în momente imediat următoare, procesele exogene de la suprafața scoarței terestre au căpătat noi valențe. Activitatea biotică (vegetală și animală) a imprimat trăsături specifice mediilor de sedimentare și a constituit, pentru procesul de sedimentare în sine, o sursă constantă și variată de material. Adaptate la condiții foarte diferite de mediu, situate, practic, în toate zonele climatice și circumscrise alt ariilor continentale cît și bazinelor marine și oceanice, organismele au înregistrat în lanțul lor filogenetic trăsături și mecanisme fiziologice capabile să permită plasarea lor în contextul în care au evoluat. Astfel, alături de produsele mecanice și chimice, produsele biotice vor putea servi întotdeauna la reconstituirea paleomediilor sedimentare.

În raport cu substratul pe care trăiesc și consecințele pe care acest aspect îl are în sedimentogeneză, organismele vegetale și animale pot fi *sessile* (sedentare sau fixate de substrat) și *vagile* (libere); ele își concentrează activitatea fie la suprafața unui sediment (organismele *epifaunale*), fie în interiorul acestuia (organismele *infaunale*). Viețuitoarele libere formează, la rîndul lor, populații bentonice adaptate la viața de fund și populații planctonice (pelagice) adaptate la viața de larg (fig. 1.33).



BENTOS			PLANCTON	
Substrat				
Moale		Crezi (dur)		
Infauna (Endobionti)	Epifauna (Epibionti)			
	+	+	+	Foraminifere
			+	Radclari
		+		Spongeri
		+		Coral
		+		Briozoare
+	+	+		Brachiopode
+	+	+		Bivalve
+	+	+		Gastropode
+	+	+	+	Anelizi
	+		+	Ostracode
+	+			Arthropode
+			+	Echinoderme
	+	+	+	Chlorophyta
	+	+	+	Cyanophyta
				Rhodophyta

Fig. 1.33. Principalele grupe de organisme animale și vegetale și modul lor de viață în raport cu substratul.

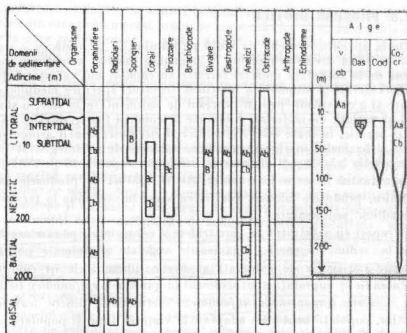


Fig. 1.34. Distribuția batimetrică în domeniul marin a principalelor grupe de organisme și procesele biotice desfășurate: *Ab* — bloconstrucții; *Aa* — acrecție algală; *Cb* — cimentare biotică; *Ab* — acumulări de bioclaste; *B* — bioturbații, perforații (+) fără semnificație; *Alge verzi* (*v*), albastre (*ab*), Dasycladaceae (*Das*), Codiaceae (*Cod*), Corallinaceae crustoase (*Co-cr*).

În cadrul ariilor continentale sau bazinelor marine, activitatea biotică a contribuit, direct sau indirect, la formarea unor depozite sedimentare. În ariile continentale, dezvoltarea vegetației — în special — a însemnat o sursă pentru depozitele de cărbuni și, indirect, un regulator al conținutului de gaz din atmosferă (O_2 , CO_2). Instalarea vegetației în partea superficială a scoarței de alterare și fixarea, aici, a unor procese biotice microbiene au contribuit la formarea păturii de sol.

Existența vieții în cadrul bazinelor marine și oceanice a însemnat, însă, principala cale de diversificare a proceselor sedimentare și o condiție pentru acumularea hidrocarburilor și rocilor organogene carbonatice silicioase sau fosfatice.

Interacțiunea care s-a stabilit între organisme și substratul pe care acestea și-au desfășurat activitatea — adesea un sediment — a condus la modificări structurale de anvergură, capabile să punteze în succesiunea unor astfel de depozite momente de întrerupere a sedimentării, momente de subsistență în aria bazinului, trăsături batimetrice ale acestora sau condiții hidrodinamice (fig. 51).

Dintre activitățile biotice cu implicații petrogenetice și sedimentogenețte distingem: 1) procese construcționale, generatoare de produse sedimentare, cum ar fi biosecreția minerală, acrecția algală și cimentarea biotică, bioconstrucția coralgală, procesele geobacteriene și 2) procese distructive, generatoare de detritus organogen, prin distrugerea scheletelor și modificarea unor structuri sedimentare preexistente, prin bioturbație.

1.3.1. Procese construcționale

aragonit
calcit
silice

a. Biosecereția minerală

Una din formele cele mai expresive de adaptare a organismelor la mediul înconjurător o constituie și capacitatea lor de a secreta substanțe minerale care se individualizează sub formă de schelete-suport sau învelișuri protectoare (valve, cochili, camere, spiculi, frustule etc.) și care se pot conserva după moartea acestora.

✧ Biosecereția minerală este un proces metabolic de natură biochimică, propriu atât organismelor vegetale, cit și celor animale (nevertebrate și, respectiv, vertebrate). Procesul este expresia poziției filogenetice și particularităților fiziologice ale organismelor respective și este controlat, în cazul organismelor acvatice, de concentrația în săruri și microelemente a apelor, de temperatură și presiunea gazelor (în special O_2 și CO_2) etc.

Importanța geologică a biosecereției minerale rezidă și capacitatea organismelor de a concentra Ca, Si și P și de a controla, astfel, echilibrul acestor elemente în procesele exogene (fig. 1.35).

Mecanismele biosecereției la organismele vegetale. Dintre organismele vegetale, unele grupe de alge (Coralinaceae, Cyanophiceae, Rhodophiceae, Coccolitoforidae) și diatomeele au capacitatea de a secreta prin metabolism celular carbonat de calciu și, respectiv, bioxid de siliciu.

Calcifierea internă la Coralinaceae (g. *Halimeda*) și Rhodophiceae este legată de morfologia celulei și de absorbția și asimilarea metabolică a carbonaților și se manifestă prin apariția unor centri de cristalizare de dimensiuni micronice de la peretele extern al celulei spre interiorul său (fig. 1.36). Simultan cu creșterea germinilor de calcit, algele roșii au tendința să concentreze diverse microelemente, cum ar fi: Ti, W, Rb, Cs, Sr, Ba.

Calcifierea extracelulară este specifică algelor verzi din grupul Coralinaceelor și Dasieladaceelor și se manifestă prin depuneri de aragonit în timpul fotosintezei și extracției CO_2 din apă; în aceste momente echilibrul carbonatic se strică și are loc depunerea $CaCO_3$ pe suprafața talului.

Grupa de organisme	Alge	Protozoare	Sporozoi	Celenterate	Ecnatozoare	Brachiopode	Molluste	Artropode	Echinodermne	Hemicordate
CONSTITUENȚI mineralici										
CARBONAȚI										
- Aragonit	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
- Calcit	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
- Aragonit + calcit				*	*	*	*	*	*	*
- Vaterit						*	*	*	*	*
- Protodolomit									*	*
SILICE										
- Opal	*	*	*							
FOSFATI										
- Dahiit						*	*			
- Francolit						*	*			
- Hidroxiapatit						*	*			

Fig. 1.35. Principalele grupe de organisme și compoziția mineralogică a părților lor scheletice.

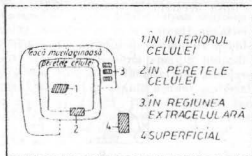


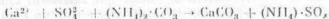
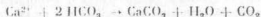
Fig. 1.36. Germinarea cristalelor de $CaCO_3$ în cadrul celulei algale [21].

Diatomeele extrag SiO_2 din apele reci în care este dizolvat și și construiesc un test protector din opal. Formele de apă dulce au tendința de a reține izotopul ușor al siliciului (^{28}Si).

Mecanismele biosecreției la nevertebrate. Organismele nevertebrate, față de toate celelalte, secretă părți scheletice de o mare diversitate morfologică, structurală și, chiar, mineralogică. Foraminiferele, hidrozoarele, briozoarele, brachiopodele, moluștele și echinodermele precipită carbonat de calciu sub formă de calcit, aragonit, calcit magnezian, iar radiolariii și spongierii precipită SiO_2 sub formă de opal și calcedonic.

Secreția minerală în corpul sau la suprafața organismelor este catalizată de existența unor enzime (anhidraza carbonică) sau a unor aminoacizi și de creșterea conținutului de oxigen celular. O primă treaptă în construcția părților scheletice o constituie secreția unei matrici de aminoacizi prin care organismul își creează suportul pe care va avea loc dezvoltarea cristalelor de CaCO_3 . Matricea joacă des rolul unui agent de calcifiere, ce controlează difuzia Ca și a altor elemente (Mg, Cr, Si, P) în corpul moale al organismului și creșterea conținutului de calcit sau de calcedonic. Se poate spune deci că forma acestei matrici prefigurează viitorul înveliș mineral (fig. 1.37). Hare a demonstrat această conexiune încă din 1963, analizând cochiliile de bivalve și gastropode, după care nenumărate alte studii, stimulate de progresele în microscopia electronică, au confirmat-o.

Mecanismul biosecreției include o serie de procese complexe care, în cazul sintezei carbonaților, urmează reacții de tipul



În funcție de poziția taxonomică (filogenetică) a diverselor organisme, absorbția se poate face simultan cu Mg și Sr, cum este cazul la corali, sau se realizează selectiv (fără Mg, Sr), generind cochiliile foarte pure (cazul valvelor de moluște).

Chave și Chillingar au constatat că raportul Ca : Mg din testurile unor organisme este controlat de temperatură, salinitatea mediului și mecanismele de creștere; de asemenea, a fost sesizată corelația pozitivă între aragonit și temperatură pentru speciile mari ale unor lamelibranhiate (g. *Mytilus*) și lipsa acesteia la speciile mici.

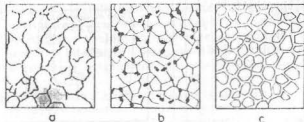


Fig. 1.37. Stadii de depunere a germenilor cristalini pe o matrice de proteine în cadrul unei părți scheletice de natură minerală ($\times 10.000$). Imagine la microscopul electronic.

Urmărindu-se natura aragonitică sau calcitică a unor cochilii în legătură cu gradul de salinitate a apelor în care trăiesc organismele respective, s-a putut constata că în apele dulci anumite specii secretă aragonit iar, pe măsura creșterii gradului de salinitate a apelor, secreția biochimică a organismelor conduce la cochilii dominant calcitice.

Compoziția izotopică a principalelor elemente — C și Si — din constituția unor teste poate avea și ea semnificații genetice.

Dintre izotopii stabili ai carbonului ^{12}C se concentrează în carbonații de natură organogenă, ceea ce face ca raportul izotopice $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ să fie întotdeauna mai mare în calcarele organogene ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 90,4-93$) decât în cele de precipitație chimică ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 88-89$). Pentru izotopii siliciului s-a stabilit tendința de concentrare a izotopului greu ^{30}Si în formele de apă sărată — radiolari și spongieri.

Mecanismele biosecreției la vertebrate. În lumea vertebratelor biosecreția minerală stă la baza formării oaselor și a dinților. La originea țesutului osos stau moleculele de *colagen* — o substanță organică cu structură în lanț, alcătuită din segmente de aminoacizi legate prin legături de hidrogen. O asemenea moleculă atinge lungimi de 3000 Å și un diametru de 11 Å și intră în constituția matricei organice care se organizează în grupări de proteine capabile să concentreze cationi (Ca^{2+}) și anioni (PO_4^{3-} , CO_3^{2-}) în poziții specifice ce prefigurează — și aici — structura viitorului țesut osos. Treptat, pe fondul moleculelor de *colagen* apar nuclei de hidroxiapatit — principalul compus mineral al oaselor — care asigură conservarea lor în depozitele fosile.

Procesele metabolice capabile să genereze părți scheletice de natură minerală, rezistente la acțiunea distructivă a factorilor mecanici și chimici, asigură conservarea și transmiterea în timp a numeroase caractere filogenetice prin care putem reconstitui întreaga istorie a lumii vii. În același timp, biosecreția minerală se dovedește a fi o sursă importantă de „particule” sedimentare: *material scheletic* sau *bioclaste* (termen general prin care se definește totalitatea părților minerale din organisme — taluri frustule, valve, cochilii, spiculi, schelete, oase, dinți etc.). După moartea organismelor, bioclastele se acumulează și intră în constituția depozitelor organogene de natură carbonatică, silicioasă sau fosfatică, de aceea denumite depozite și roci bioclastice.

Concentrarea bioclastelor poate corespunde unei *biocoaze*, cind provine de la asociația faunistică din acel loc sau poate fi construită din resturi de organisme din locuri diferite, cind se vorbește de „orizonturi condensate” sau structuri de condensare. Concentrarea are cauze variate: lipsa sedimentării terigene, depunerea gravitațională, transportul prin curenți acvatici, acumulare prin intermediul altor organisme etc. Gradul de articulare a bioclastelor, forma și grosimea acestora reflectă întotdeauna energia hidrodinamică a mediului în care sau prin care s-au acumulat. Conservarea bioclastelor are loc, de cele mai multe ori, prin acumularea rapidă a unui material terigen pelitic. În felul acesta „orizonturile conservate”, prin caracterul lor autohton, reflectă întotdeauna mediul de viață al organismelor respective (fig. 1.38).

6. Acreeșia algală și cimentarea biotică (incrustația)

Algele, alături de capacitatea lor de a secreta carbonat de calciu, constituie și un mediu „capcană” pentru suspensiile aflate în imediata lor vecinătate. În regiunile calde tropicale și subtropicale și în apele aerate de mică

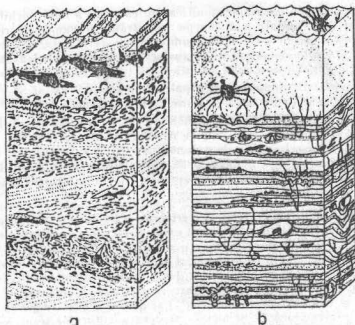


Fig. 1.38. Principalele modalități de acumulare a bioclastelor după moartea organismelor [52]: a — orizonturi fosilifere condensate, formate prin concentrarea mecanică a părților scheletice de natură minerală; b — bioclaste autohtone conservate în mediul lor de viață.

adâncime din zonele litorale afectate de marea sau din zonele neritice (pe șelful intern până la maxim 150 m adâncime), algele albastre filamentoase — Cyanophyceae — secretă prin talul lor uleios un mucilagiu organic bogat în polizaharide: acesta joacă rol de capcană (ecran) pentru clastele carbonatice și necarbonatice de dimensiuni micronice. Astfel, genurile *Schizothrix*, *Seylonema*, *Leanovia*, *Thalassia*, cu frecvență mare în apele saturate cu CaCO_3 , înglobează sau acceționează cristale de aragonit, calcit magnezian și detritus mineral (silt, fracțiune pelitică) contribuind, pe această cale, la acumularea unui depozit mixt organo-mineral. Sedimentele algale astfel formate au o structură laminară, microstratificată și poartă denumirea generală de stromatolite. Creșterea lor, influențată de regimul climatic și consecințele sale (aport de claste, modificarea densității apelor, a salinității lor) are un caracter sezonier, periodic. În laminele formate vara se asociază cochoide (g. *Aphanocapsa*), iar în cele depuse iarna cianobacterii filamentoase (g. *Spirulina*). Rata de creștere a stromatolitelor actuale este de 10–11 mm/an sau de 8–12 g/cm²/zi, iar grosimea lor totală în bazine, de regulă, subsidente poate depăși zeci de metri. Laminarea caracteristică stromatolitelor apare ca un rezultat al fluctuațiilor în cantitatea de suspensii, a ratei de eroziune și sedimentare terigenă și a salinității apei, a capacității de penetrare a luminii și, prin acesta, se constituie ca un sensibil indicator al condițiilor de sedimentare (și, desigur, în cazul depozitelor vechi, fosile, al paleomediului de sedimentare) (fig. 1.39). Procesul de creștere și acumulare a acestor depozite poate fi inhibat când sedimentarea este prea lentă și se acumulează doar substanța organică, când se acumulează claste cu diame-

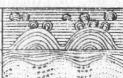
		VITEZA CURENTULUI [cm/s]	MISCARE A SE- DIMENTULUI [cm]
PAT ALGAL		> 15-20	< 60-80
RISCUIȚI ALGALI		1-11	8-60 acumulare de
DOMURI		1-11	8-60 acumulare de
PAT ALGAL		> 15-20	< 60-80
VALORILE NISIPULUI MOLIT APLATISATE		> 15-20	> 60-80 (mişcare)

Fig. 1.30. Succesiunea de formare a structurilor stromatolitice și condițiile de mediu în care apar [21].

trul mai mare decât grosimea mucilagiului (pe care filamentele alge nu le pot îngloba și în cazul existenței unor curenți acvatici cu viteză mare (peste 15-20 cm/s) care împiedică formarea unor astfel de depozite.

Din punct de vedere mineralogic stromatolitele sînt depozite carbonatice și, mult mai rar, silicioase. Acestea din urmă -- *pseudostromatolite* -- sînt construite de alge și bacterii silicioase din vecinătatea izvoarelor fierbinți.

Morfologia și structurile stromatolitelor sînt foarte variate și reflectă relațiile dintre alge și substrat. Produsele generate de acrecția algală apar fixate și libere. Organismele sesile construiesc stromatolite tipice, legate de substrat printr-un pat algal („algal-mats”) cu laminație paralelă, în care se dezvoltă succesiv domuri sau protuberanțe și „biscuiți algali” (structuri elipsoidale aplatizate, cu diametrul de 3-4 mm). Organismele vagile generează *oncolite* și *rodolite*.

Forma stromatolitelor tipice derivă din caracterul izolat sau înlanțuit al unor unități geometrice cu aspect de emisferoizi -- domurile sau protuberanțele alge. Folosind astfel de criterii, Logan și Flugel descriu două tipuri fundamentale:

- structuri laminitice de înlanțuire (L.L.H -- de la „lateral link hemispheroid”, în limba engleză), formate prin unirea laterală a domurilor alge;
- structuri laminitice izolate (S.H -- de la „stocked hemispheroid” în limba engleză), reprezentînd domuri alge cu dezvoltare columnară.

*Oncolite*le și *rodolite*le sînt produse depozitionale alge cu structuri sferoidale sau nodulare produse de Cyanophyceae (g. *Rothpletzella*, g. *Girranella*) și respectiv Rhodophyceae (g. *Lithothamnium*, g. *Mesophylon*). Acreția algală se produce în jurul unui nucleu (sau a mai multor nuclee) de natură biotică (fragment scheletic, valvă) sau minerală (claste de cuarț, calcit, glauconit, clorit), care devine centrul unei laminații concentrice sau neregulate. Prezentînd similitudini genetice cu stromatolitele s.s. se mai numesc „stromatolite sferoidale” (tip SS -- de la „spheroidal structures”, în limba engleză) Dimensiunile lor medii sînt subcentimetrice, rar depășind 5 cm („macrooncolite”).

În raport cu oncolite, rodolite sînt mai bogate în calcit magnezian și pot prezenta terminații columnare. Ele se asociază platformelor carbonatice sau sedimentelor nisipoase din zonele de shelf intern; alteori, colmatează caualele de eroziune submarină.

În ambianța stromatolitelor și oncolitelor, organismele vegetale modifică echilibrul carbonatic din ape și „forțează” precipitarea chimică a CaCO_3 sub formă de cruste (incrustații) la suprafața produselor de acrecție sau ca ciment al acestora. În depozitele fosile se face greu distincție între natura organogenă și cea chimică a carbonaților asociați. Bioconstrucții stromatolitice se întîlnesc în toate perioadele geologice, începînd cu Proterozoicul

și ajungând pînă în Cuaternar. În procesele de sedimentare actuală, ele sînt tipice în Golful Persic, Marea Roșie, Oc. Atlantic (Arh. Bermude), Golful Mexic (Pen. Florida) și în vestul Australiei (Shork Bay).

În țara noastră, Oxidii Dragastan a studiat și descris stromatolite în depozitele triasice din munții Perșani și Pădurea Craiului, în depozite jurasice din munții Hășmaș și Perșani (oncolite), în Cretacicul din Dobrogea și Miocenul din Bazinul Hațeg (rodolite).

Bioconstrucția coralgală (Formarea reefurilor)

Activitatea organismelor sesile și coloniale — corali, alge briozoare — adesea circumscrie unei biocenoză într-un spațiu geografic bine delimitat, înțeldeauna cuprins între paralele de 30° latitudine nordică și sudică, conduce la nașterea reefurilor.

În geneza formațiunilor reefale interesează două aspecte distincte: bioconstrucția scheletului rigid și acumularea sedimentelor derivate (mobile).

Organismele prinse în procesul de bioconstrucție trăiesc fixate de substrat și sînt reprezentate prin colonii de corali hermatipici, care trăiesc în simbioză cu alge verzi zooxante cărora li se asociază alge roșii ce contribuie la fixarea (cimentarea sau încrustarea) sedimentelor derivate. Desfășurarea proceselor metabolice care conduc la fixarea CaCO_3 în corpul coralilor sau algelor, și astfel creșterea scheletului mineral, sînt controlate întotdeauna de anumiți factori care delimitează repartiția areală a reefurilor.

Producția de carbonat de calciu și dezvoltarea normală a coralilor și algelor sînt considerate optime în ape cu temperaturi medii de 21°C, bine aerate și luminate (cu transparență constantă) și cu o salinitate apropiată de normal (35‰ sau cu limite cuprinse între 27–40‰). Astfel de condiții pot fi îndeplinite în ape puțin adînci (0–50 m) în care rata de sedimentare terigenă este foarte scăzută (altfel, evoluția organismelor în aceste spații este inhibată), iar produsul de activitate a CaCO_3 este aproape de constanta sa de echilibru. În acest cadru, pînă la latitudinea de 15°N și S, regimul hidrodinamic al mărilor și oceanelor este mai activ, apele sînt mai agitate, iar dezvoltarea complexelor reefale se află sub influența a două sezoane climatice: între aceste limite se dezvoltă reefuri de „apă agitată”. Între latitudinea de 15–30 lat. N și S, energia bazinului, ca o expresie a regimului hidrodinamic sau a mișcării apelor, este scăzută și aici se dezvoltă așa-numiții reefuri „de alizeu” (sau „de mare calmă”).

Formarea scheletului la corali și alge apare ca un fenomen enzimatic, prin care carbohidraza celulară desface $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ preluat din apă și transferat, prin ectoderm, în CaCO_3 , H_2O și CO_2 ; în acest circuit, CO_2 este utilizat în procesul de fotosinteză a algelor zooxante, iar H_2O este eliminată în procesul metabolic (fig. 1.10).

Scheletul astfel format constituie *armătura* (cadrul) reefului — o rețea minerală tridimensională, rigidă, cu numeroase spații (interscheletice), care adăpostesc organisme asociate (echinoderme, foraminifere, spongieri, gastropode, vermetide). Aceste spații sînt treptat colmatate cu sedimente elastice, adesea rezultate din distrugerea mecanică sau biomecanică a coloniei ce intră sub impactul valurilor sau este distrusă de organisme litofage (viermi, spongieri). În aria reefului se acumulează astfel și un detritus carbonatic, de dimensiuni ruditece, arenitece sau siltece, cu numeroase bioclaste și fragmente scheletice coraligene și alge.

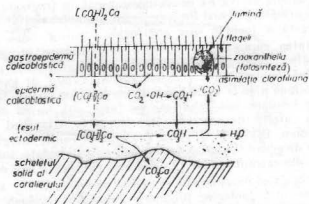


Fig. 1.40. Mecanismele de depunere a CaCO_3 în scheletele organismelor coraligene.

În arhitectura unui complex recifal astfel înălțat se disting două secțiuni: armătura centrală și flancurile (fig. 1.41).

Armătura centrală corespunde platformei și crestei recifale și este clădită de organisme sedentare; ele se conservă în poziție de creștere, nefragmentate și reflectă adesea o zonare areală și verticală. Creasta se conturează ca un domeniu marginal al armăturii, este emersă, dezvoltată spre largul bazinului și, de aceea, expusă permanent acțiunii valurilor; ea este dominată de algele încrustante roșii și apare nestratificată.

Flancurile recifului -- extern și intern -- sau zonele în care se confruntă tendința de expansiune a corailor cu forța distructivă a mării găzduiesc

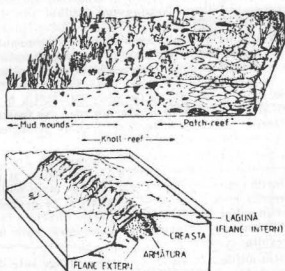


Fig. 1.41. Arhitectura unui complex recifal și frecvența organismelor coloniale și asociate care l-au bioconstruit [12].

sedimente mobile derivate : un detritus bogat în fragmente scheletice, mai grosier spre armătură și mai fin spre largul bazinului și, respectiv, spre lagună pe care acesta o închide spre continent.

Activitatea coralgală se dezvoltă : (1) în zone litorale și sublitorale, unde se disting : recifi litorali (de coastă sau riverani), azi prezenți în Marea Roșie, Golful Persic și Arh. Bahama ; recifi barieră, de exemplu Marea Barieră Australiană până la 4 000 km lungime și 90 km lățime, Bariera Fidji etc. ; (2) în zone insulare mai depărtate de țărm, sub formă de recifi cirendari, insulari sau „atoli” (de exemplu, Das Rocas în Atlanticul de sud, Addu în Oceanul Indian, Bikini în Oceanul Pacific). În zonele marginale populațiilor concentrate de corali și alge se întâlnesc și colonii izolate, submerse, în formă ovală și de dimensiuni reduse (2–200 cm) cunoscută sub denumirea „patch reef”.

În formațiuni geologice produsele coloniilor coralgală se regăsesc sub forma unor acumulări masive de formă columnară sau conică, așa-numitele *bioherme*, sau sub forme lenticulare concordante cu formațiunile care le delimitează, așa-numitele *biostrome*. Prevenite în asociațiile de roci carbonatice organogene, dar mai puțin spectaculoase și mai greu identificabile, sînt diversele protuberanțe sau domuri calcarease pentru care literatura anglosaxonă utilizează o mare varietate de termeni : „knoll reef” și „pinnacle reef” (recifi conici, cu flancuri în trepte), „mound reef” (corpuri bioconstruite elipsoidale sau echidimensionale de tip dom sau movilă).

Bioconstrucții coralgală cu morfologie recifală sînt cunoscute în aproape toate perioadele geologice. Evidențiate încă din Cambrian (Australia), apar sporadic în Silurian (prov. Gotland, Suedia), Devonian (prov. Alberta, Canada), Carbonifer (nordul Angliei), Permian (complexul Captain, New Mexico) și se dezvoltă exploziv în Mezozoic și Terciär. În Carpații românești activitatea coralgală poate fi reconstituită în platformele carbonatice mezozoice din munții Bihor, Mures, Mehedinți, Hășmaș și zona Piatra Craiului — Strunga (M. Bucegi), Postăvaru (Carpații Meridionali).

d. Procese geobacteriene

În universul microscopic al proceselor biotice care controlează echilibrul materiei organice și anorganice în foarte diverse medii naturale și catalizează variate procese sedimentogenetice, bacteriile reprezintă grupul cel mai activ de organisme. Adaptate la condiții de viață foarte diferite — temperaturi scăzute (apropiate de 0°) și ridicate (la peste 60–70°C), la zone aerate sau lipsite de oxigen și lumină, trăind în absența apei sau foarte prolifiche în prezența ei — bacteriile se întâlnesc în toate mediile geologice dar, în special, în cele subacvare și subacvatice.

Activitatea lor poate fi considerată apreciabilă din punct de vedere petrogenetic la nivelul soluțiilor interstițiale din soluri și în apele lacustre și marine de adîncimi mică sau mare, precum și în masa sedimentelor pelitice care suferă îngropări progresive pînă la adîncimi ce depășesc 100 m. Prevența bacteriilor în astfel de medii este o funcție directă a factorilor presiune, temperatură, chimism, masă de substanță organică, care în toate situațiile proliferază dezvoltarea lor.

În apele puțin adînci, numărul bacteriilor atinge sute de milioane/gram sediment. S-a constatat că în soluri freevența lor scade cu adîncimea, iar în bazinele lacustre și marine scade cu distanța față de țărm ; de asemenea, ele se află într-o relație invers proporțională cu fitoplanctonul și prezintă

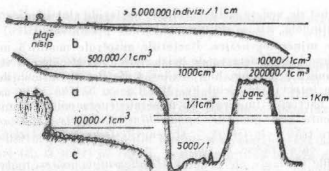


Fig. 1.42. Populații de bacterii în diferite medii geologice.

tendențe de concentrare la interfața sediment-apă; de asemenea, în sedimentele fine sînt mai abundente decît în cele medii și groșiere (fig. 1.42)

În mediile în care se dezvoltă, bacteriile sînt mari consumatori de oxigen și își iau energia necesară fie de la soare, fie din substratul pe care trăiesc. Astfel, bacteriile *autotrofe* utilizează energia solară pentru sintezele pe care le efectuează prin intermediul luminii (ele sînt fotosintetizante) energie generată de reacțiile chimice proprii (sînt chimiosintetizante).

Bacteriile *heterotrofe*, mult mai numeroase, obțin energia necesară proceselor de sinteză din procesele de descompunere a substanțelor organice; ele pot fi atît aerobe cît și anaerobe.

Un calcul estimativ apreciază consumul de oxigen în toate genurile de activități pe care le desfășoară la 30 cm³/oră pentru 1 g de bacterii, valoare considerată foarte mare comparativ cu consumul de oxigen al macroorganismelor (1 cm³/oră). În felul acesta, activitatea microbiană se conturează ca un puternic regulator al potențialului redox al mediilor în care se dezvoltă și, implicit, al convertirii C, N, P organic în compuși anorganici. Prin metabolismul lor, bacteriile participă la foarte diverse procese naturale care influențează direct sau indirect mecanismele sedimentogenetice. Astfel, ele reprezintă importanți producători de gaze (O_2 , CO_2 , CH_4 , H_2S) în masa sedimentelor pelitice, concentrează ioni metalici (Fe^{2+} , Mn^{2+} , S) la interfața sediment-apă, solubilizează și precipită compuși minerali, modifică proprietățile tixotropice și tensiunile superficiale ale elastelor minerale, schimbă raportul izotopic al O, C, S etc. (fig. 1.13).

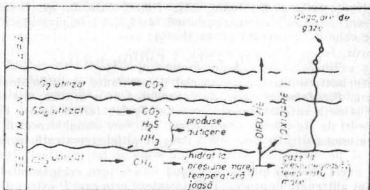


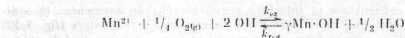
Fig. 1.13. Producția bacteriană de gaze în apropiere de interfața sediment-apă.

Din punct de vedere sedimentologic bacteriile sînt implicate atît în procese depozitionale, cît și în procese postdepozitionale.

Procese mineralogenetice. Bacteriile autotrofe modifică mediul mineral în care trăiesc prin generarea de acizi anorganici (H_2SO_4 , HNO_3) și precipitarea biochimică a oxizilor, hidroxizilor, sulfatilor și carbonatilor. În mediile naturale ele intervin în ciclul Fe, Mn, Ca, S, N, P.

Dintre bacteriile implicate în mineralogeneza compușilor de Fe și Mn, bine cunoscute sînt genurile *Sphaerotilus*, *Crenothrix*, *Siderococcus*, *Thiobacillus* — care trăiesc în lacuri — și genurile *Ochrobium*, *Arthrobacter*, *Metallogenium* — care trăiesc în mări.

Bacteriile oxidante ale genului *Metallogenium* măresc potențialul redox al reacției de formare a compușilor de mangan și determină, prin aceasta, creșterea proporțională a *Eh*-ului:

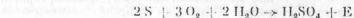
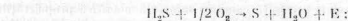


cu $G_f^\circ = -31$ kcal/mol, la un $\text{pH} = 7$, $P_{\text{O}_2} = 5$ mg/l, $Eh = 220$ mv.

Valoarea negativă a energiei libere de reacție este un indicator al faptului că presiunea O_2 este suficientă pentru precipitarea manganitului ($\gamma\text{MnO} \cdot (\text{OH})$); în astfel de compuși a fost sesizată și concentrarea microbială a Co, Cu, Ni, Zn. Astăzi, acest mecanism se consideră responsabil pentru creșterea unor noduli polimetaliici la interfața dintre argilele roșii abisale și apa oceanică.

Bacteriile genului *Thiobacillus ferroxidans* oxidează fierul feros în fier feric cu formarea unui precipitat de hidroxid de fer ($\text{FeO} \cdot (\text{OH})$). În scoarțele de alterare și soluri astfel de bacterii facilitează solubilizarea Fe^{2+} metalic (la un $\text{pH} = 4-5$); ele descompun compuși organici cu fier și modifică pH -ul mediului prin intermediul CO_2 ; procesele sînt foarte active în unele lacuri.

Bacteriile sulfat-oxidante — g. *Thiobacillus*, de ex. — oxidează H_2S din mediile euxinice și pun în libertate sulf molecular pe care alte bacterii îl trec în acid sulfuric și, respectiv, sulfat, după reacții succesive de tipul



Bacteriile sulfat-reducătoare — g. *Desulfovibrio*, de ex. — atacă compuși oxidați ai sulfului și îi transformă în H_2S , iar în prezența Fe^{2+} , stabil în aceste condiții, generează pirita (FeS_2):



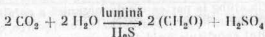
Multe bacterii marine, în special denitrifiante și sulforeducătoare, de exemplu g. *Pseudomonas calcis*, au capacitatea de a descompune substanțele organice și de a cataliza precipitarea CaCO_3 sub formă de ace de aragonit și romboedri de Mg-calcit; de asemenea, mai rar, monohidrocalcit și struvit. Formarea unor astfel de compuși a fost, de altfel, remarcată în Arhipelagul Bahama și pe șelful din fața Pen. Florida.

Tot unele bacterii marine din zona fotică, prin echipamentul lor enzimatic, sînt antrenate în procese de fotosinteză prin care P extras din compuși organici este eliberat în stare ionică și, apoi, fixat ca hidroxiapatit; depunerea sa pe această cale poate avea loc simultan cu precipitarea carbonatilor,

Prin astfel de procese, bacteriile controlează echilibrul natural al compuşilor respectivi (oxizi, carbonaţi, sulfuri, fosfaţi) în medii de sedimentare foarte diferite.

Procese organogenetice. Alături de rolul lor mineralogenetic bacteriile fotosintetizante, în special cele heterotrofe, domină procesele organogenetice prin sinteza unui număr mare de substanţe organice. Dintre acestea, cele care conduc la hidrocarburi prezintă cea mai mare importanţă sedimentologică.

Multe bacterii heterotrofe din mediul marin acţionează asupra substanţelor ternare (C, O şi H) pe care le descompun pînă la faza de CO_2 , CH_4 şi H_2O . În milurile sapropelice, decarboxilarea acizilor graşi conduce la formarea hidrocarburilor, iar bacteriile aerobe lipolitice (g. *Sarcina*, g. *Vibrio* şi g. *Serratia*) catalizează formarea uleiurilor minerale din zăcămintele petrolifere. Alte procese organogenetice active în sedimentele de fund din zonele de şelf sau de mare adîncă constau în sinteza glucidelor (de către bacterii fotosintetizante) prin reacţii de genul



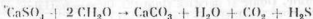
şi în descompunerea celulozei şi ligninei (genurile *Cyatophaga* şi *Cladotrix*).

Atacînd substanţele organice din soluri, bacteriile menţin un anumit raport între carbon şi azot (831/1...12/1) şi facilitează sinteza acizilor humici şi, respectiv, a humusului dezvoltat în orizonturile superficiale ale scoarţelor de alterare şi ale solurilor.

➤ **Procese postdepozitionale.** Înmulţirea bacteriilor o dată cu acumularea sedimentelor este în măsură să provoace — postdepozitional — modificări variate în compoziţia, textura şi structura sedimentelor; prin procese metabolice se poate schimba atît echilibrul carbonatic, cît şi pH-ul mediului respectiv. În felul acesta, poate fi sesizată corelaţia posibilă la un moment dat între activitatea microbiană din sedimente şi echilibrul carbonatic în spaţiul interstiţial (posibilitatea sau imposibilitatea de precipitare a carbonaţilor).

La interfaţa sediment-apă procesele microbiene sînt numeroase: prin generarea de substanţe cu suprafeţe active, ele au un rol în flotarea particulelor fine şi, astfel, în transportul şi depunerea lor. Acţionînd asupra miceliilor coloidale, pe care le pot distruge sau conserva, bacteriile condiţionează formarea milurilor sapropelice. De asemenea, din activitatea bacteriilor heterotrofe prezente în milurile algale rezultă gaze — N , CO_2 , CH_4 , H_2S — care, prin difuzie şi degajare, modifică lămînia sedimentului; stratificaţia creată prin bioconstrucţie algală este întreruptă de bule şi goluri ale căror forme devin foarte caracteristice pentru stromatolite: apar, astfel, *structurile fenestrale*. Eliberarea CO_2 prin procese metabolice poate modifica atît echilibrul carbonatic cît şi pH-ul mediului respectiv. În felul acesta poate fi sesizată corelaţia, posibilă la un moment dat, între activitatea microbiană din sedimente şi echilibrul carbonatic în spaţiul interstiţial (posibilitatea sau imposibilitatea de precipitare a carbonaţilor).

În prezenţa unor compuş organici şi a unui mediu bacterian, sulfatii sînt transformaţi parţial în carbonaţi, după reacţia



Astfel de procese sînt responsabile de formarea unui ciment calcitic la contactul apă/petrol în mediile poroase (roci magazin pentru hidrocarburi).

... Influențind și proprietățile lixotrope ale sedimentelor argiloase în care se află, bacteriile controlează, indirect, și rata de consolidare (litificare) a acestora.

1.3.2. Procese deformaționale

Distrugerea scheletelor. Procesul de formare a clastelor organogene de natură carbonatică trebuie înțeles nu numai ca un proces mecanic, de distrugere a părților scheletice de natură minerală prin forța apei (valuri, curenți) ci, de foarte multe ori, ca un proces biogen prin care organisme specializate își obțin hrana sau își clădesc un adăpost pe seama altor organisme.

Astfel, nașterea milurilor și nisipurilor carbonatice din anturajul marilor recifi sau formarea detritusului carbonatic organogen pe seama unor organisme coloniale izolate sau a unor indivizi solitari se datorește acțiunii de distrugere de către organisme de pradă (pești, crustacei, spongieri) în căutare de hrană. Aceștia ajung la partea moale, organică a coralilor, branhiopodelor, moluștelor, echinodermelor prin spargerea testului (valve, cochilii, camere etc.). Materialul rezultat constituie un detritus organogen care rămâne în exteriorul prădătorului, la locul hranei sau, care, alteori, poate fi digerat; în acest caz clastele eliminate prin excreție prezintă un anume grad de prelucrare.

A fost exagerată ideea că materialul detritic din flancurile unui recif (care constituie până la 90% din toată construcția recifală) a provenit în exclusivitate prin acțiunea mecanică a valurilor; o foarte mare parte a sa a rezultat prin acțiunea distructivă a organismelor de pradă (pentru spongerii de tipul *Cliona*, de exemplu, s-a estimat că ar putea produce o cantitate de detritus de 6–7 kg/m² în 100 zile, Friedman, 1978).

Un detritus foarte fin — nil carbonatic — este produs și de organismele perforante (spongieri, viermi, echinide, pelecipode și, uneori, alge și fungi) care sapă în roci și cochilii excavării și canale pe care le folosesc pentru adăpost.

Bioturbația și perforarea substratului. Un alt aspect al interacțiunii dintre organisme și mediul lor de viață îl constituie transformările calitative pe care acestea le produc la suprafața și în masa sedimentelor folosite ca substrat. Procesele prin care organismele prelucerează și modifică substratul lor natural, generând noi structuri sedimentare, sînt cunoscute prin termenul general *bioturbație* (tabelul 1.9). Astfel de modificări sînt rezultatul activității desfășurate de organisme pentru a se deplasa de la un loc la altul, pentru a-și procura hrană, pentru a se odihni sau pentru a-și construi un adăpost și, adesea, se regăsesc prin forme specifice comunităților biotice respective: ele pot avea caracter diagnostic pentru precizarea poziției filogenetice a acestora și servesc la reconstituirea condițiilor de sedimentare.

Organismele implicate în formarea de structuri biotice, postdepoziționale în raport cu sedimentarea terigenă, aparțin, după Schefer, grupelor de epibionți sesili (care trăiesc fixați pe suprafața sedimentului), epibionți vagili (care se deplasează liber) și endobionți (care trăiesc în masa sedimentului).

La suprafața sedimentelor moi, mîloase și nisipoase, acumulate în lacuri sau zone litorale, tidale și neritice (mai rar în cele batiale), prezența epibionților vagili (viermi, moluște, ostracode) este remarcabilă și are drept consecință nașterea structurilor sedimentare cunoscute sub denumirea *bioglife*. Trăsăturile lor morfologice sînt foarte variate și reflectă adaptarea la mediu

Tabelul 1.9. Principalele efecte ale bioturbației (s.L.) asupra sedimentelor și rociilor din mediul de viață al organismelor și repartizarea lor pe zone batimetrice

Efecte generale	Natura substratului	Structuri rezultate	Repartiția structurilor pe zone batimetrice			
			L	N	B	A
Structuri biotice superficiale	moale (ml, nisipos)	urme de : tirire	×		×	
		hrănire			×	×
	necoeziv	adăpost	×			×
		locomoție	×			×
Structuri biotice de adâncime		pelete fecale	×	×	×	
		bioturbații figurative (s.s.)	×	×		
	rigid (silicos, coeziv)	deformative (canaliforme)	×	×		
		excavații	×	×	×	×
		perforații	×	×		
		canale	×	×		

L — litoral, N — neritic, B — batial, A — abisal

a diverselor genuri de organisme care se deplasează pe substrat, se hrănesc cu ml sau se așază, pentru a se odihni, pe suprafața sedimentului. Astfel se vor putea forma (fig. 1.144) :

— urme de tirire sau piste de reptatie (tip *repichnia*) cu aspect liniar, sinusoidal sau neregulat, lăstate în special de anelizi, artropode etc. ;

— urme de hrănire (tip *pascichnia*) cu aspect spiralat, ramificat sau meandriform (ex. *Nereis* și *Paraonis*) ;

— urme de odihnă-îngropare (tip *cubichnia*) sub formă de impresiuni discrete izolate ale morfologiei ventrale a organismului, lăstate de acesta pe suprafața unor ml-uri situate imediat sub un nivel subțire de nisipuri (ex. impresiunile stelelor de mare) ;

— urme ale organelor de locomoție lăstate de vertebrate (mamifere, păsări, reptile) sau nevertebrate (artropode).

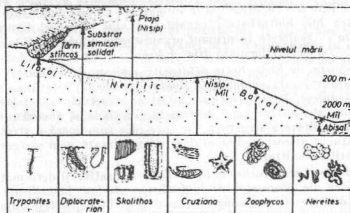


Fig. 1.144. Distribuția bioglifelor și a structurilor de bioturbație figurative în raport cu adâncimea apelor în bazin și natura substratului [32].

Conservarea unor astfel de urme este condiționată de stabilitatea sedimentelor în mediul de acumulare, de acoperirea rapidă a acestora cu sedimente lutitice mai noi și lutificarea lor treptată. Un produs secundar, rezultat al activității organismelor limivore (viermi hemisesili, gastropode, lamelibranhiate), îl reprezintă și peletele fecale — aglomerări mloase sferice și elipsoidale, de dimensiuni milimetrice și submilimetrice, slab coezive. Ele se formează la suprafața sedimentelor lutitice în momente în care rata de sedimentare este scăzută. Conservarea lor este posibilă prin îngropare în sedimente fine acumulate în medii subacvatice liniștite, lipsite de curenți și valuri. Când formează nivele „in situ” repauzează peste sedimente puternic bioturbate, ca o reflectare a densității mari a populației bentonice, când au fost concelrate prin transport ele repauzează pe suprafața unor sedimente lipsite de structuri de bioturbație.

Organismele bentonice care-și duc viața înfundate în substrat constituie infauuna responsabilă de prelucrarea sedimentelor în profunzime. Endobionții vagili din clasa spongiierilor, biozoarelor, brahiopodelor, moluștelor, viermilor, artropodelor, echinidelor provoacă variate procese de bioturbație legate, de asemenea, de căutarea hranei sau construirea unui adăpost și inseriu în substratul rigid sau moale așa-numite structuri figurative și deformative.

● În substrat rigid și coeziv, de obicei calcaros, organismele endolite (litofage) din grupul spongiierilor, anelizilor (g. *Polydora*, g. *Trypanites*) sau lamelibranhiateilor (g. *Pholas*) au capacitatea de a genera structuri figurative — perforații sau „borings” — cu formă apropiată de forma lor sau canale și nișe cu morfologie nesemnificativă. Prezența perforațiilor în roci sugerează existența unei populații numeroase și lipsa sedimentării terigene sau carbonatice atita timp cît organismele respective își perforează substratul. Astfel de structuri se identifică în special în zonele litorale și sublitorale și se conservă ușor, prin umplerea lor cu sedimente mai moi care contrastează cu roca înconjurătoare.

● În sedimentele moi, în special în mluri din zone situate la adincimi foarte diferite, unii endobionți vagili — viermi (g. *Skolitos*), bivalve (g. *Nucula*, g. *Mya*), gastropode (g. *Natica*), crustacei (g. *Calianassa*) sapă excavații cilindrice, canale verticale sau înclinate, deschise la un capăt sau la ambele capete, pe care le cimentează și le colmatează cu alte sedimente. După funcționalitatea lor, bioturbațiile canaliforme sînt structuri figurative de tip *fadnichnia* — realizate în drumul organismelor după hrană — și de tip *domnichnia* — structuri locuință (fig. 1.45).

Structurile de bioturbație deformative nu au un contur definit, iar în secțiune transversală evidențiază limite confuze față de masa sedimentelor care le găzduiesc. În dreptul unor astfel de structuri, suprafața de separație a laminelor este întreruptă și deformată: ea tinde să devină tangentă la direcția de dezvoltare a structurii, fie spre fața superioară a stratului, fie spre baza acestuia; alteleori, sedimentul se omogenizează prin ștergerea completă a structurilor limitrofe.

Bioglifele și structurile de bioturbație figurative și deformative, ca principale efecte ale proceselor de bioturbație, au fost identificate în depozite de vîrste diferite și s-au conservat mai ușor în depozitele cainozoice. Prin faptul că reprezintă structuri „in situ” realizate de organisme litorale, tidale, neritice și batiale, poziția în strat și dimensiunile lor constituie elemente utile în reconstituirea condițiilor de sedimentare.

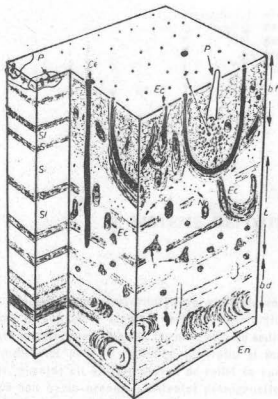


Fig. 1.45. Perforații (P), bioturbații figurative (bf) și bioturbații deformative (bd) afectând galeți și o succesiune de nisipuri și mluri. Structurile deformative (generate de *Echinocardium cordatum*) care șterg lămînăția oblică și paralelă a sedimentelor inițiale; structurile figurative sînt generale de genurile *Ceriantes* (Ce), *Pectinus* (P), *Echelus* (Ec) și se conservă sub formă de canale colmatate [52].

Formarea unor astfel de structuri presupune existența unor populații numeroase, care să-și poartă desfășura activitatea într-o ambianță hidrodynamică liniștită. În toate cazurile, structurile formate la suprafața sedimentului sau în profunzimea sa sînt sensibile la acțiunea valurilor și a curenților subacvatice puternici și, de aceea, conservarea lor în forme inițiale constituie un argument pentru stabilitatea sedimentelor în zonă. Sedimentarea rapidă, turbiditatea apelor și eroziunea puternică reduc populația animală și, deci, frecvența bioturbațiilor.

Forma bioturbațiilor figurative și poziția lor în strat sînt dependente de adîncimea apei și accesibilitatea hranei pentru organisme. În apele puțin adînci, cu sedimentare lentă, se conservă structuri canaliforme sau tubicole cu poziție verticală din care organismele puteau ușor ieși pentru a se hrăni cu suspensii organice. Canalele înclinate sau suborizontale și cele spiralate sau ramificate sînt mai frecvente în zonele în care endobionții își procură hrana (mai redusă) prin digerarea sedimentului.

....„Marea... E destul să fie liniște
ca s-o aud zbătîndu-se fără scă-
pare, fericită în zbatere, sperînd
mereu o liniște fără speranță și
fără sfîrșit“.

ANA BLANDIANA

eu

2. SISTEME DEPOZIȚIONALE

Multitudinea factorilor care controlează desfășurarea proceselor exogene la suprafața scoarței terestre, interacțiunea lor și efectele variate pe care le determină, fac din fiecare „arie de sedimentare“ un *sistem petrogenetic*. Condițional atît de calitatea agentului și modul său de manifestare (apă, aer, gheață) cît și de unitatea de relief în care el acționează (arie continentală sau bazin oceanic), sistemul petrogenetic „sedimentar“ se confundă cu domeniul sau mediul depozițional în care produsele acumulate capătă amprenta specifică, adesea de neconfundat, a tuturor factorilor care au controlat evoluția sa. În acest sens, cunoașterea factorilor și a proceselor exogene care condiționează nașterea sedimentelor și a structurilor sedimentare în ariile continentale și bazinele marine se constituie într-o premisă a reconstituirii condițiilor de sedimentare în trecutul Pămîntului și, deci, a paleomediilor de sedimentare. Un sistem petrogenetic exogen se mai poate dovedi un cadru oportun pentru concentrarea de substanțe minerale utile și resurse energetice și, astfel, o cheie indispensabilă pentru activitatea de prospecțiune geologică în general.

Cunoașterea sistemelor depoziționale exogene capătă, astfel, valențele cunoașterii proceselor magmatice și metamorfice din domeniul endogen. [Examenul succint al proceselor și produselor sedimentare, al resurselor minerale și energetice și al coloanelor litologice idealizate specifice fiecărui sistem (mediu sau domeniu) de sedimentare va putea contura, cu mai multă claritate, geneza și evoluția rocilor sedimentare în general: a epiclastitelor, argilelor, calcarelor și dolomitelor, evaporitelor, silicolitelor etc.] În continuare vom discuta, din aceste puncte de vedere, principalele sisteme depoziționale din ariile continentale — deșertic, glaciatic, fluvial, lacustru, deltaic — și din bazinele marine și oceanice — litoral, neritic, batial, abisal, hadal (fig. 2.1).

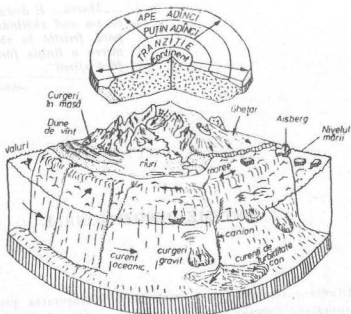


Fig. 2.1. Principalele sisteme depozitionale de pe glob în raport cu structura scoarței terestre și mișcările apei în oceane [3].

2.1. SISTEMUL DEȘERTIC

Este un domeniu de sedimentare propriu arilor continentale, caracterizat printr-un climat arid și condiții nefavorabile dezvoltării vieții. Zonele deșertice ocupă cea 20% din suprafața continentelor și se dezvoltă, fie în regiuni tropicale și subtropicale (între latitudinile de 10–30° N și S față de ecuator; ex.: d. Sahara, d. Arabiei, d. Australiei), fie în regiuni temperate și reci (ex.: d. Gobi, d. Patagoniei).

Subsisteme determinate de natura formelor de relief (fig. 2.2):

Hamade — zone înalte în care aflurează pe suprafețe mari formațiuni geologice vechi; ocupă mai mult de 50% din suprafața zonelor deșertice și se constituie în arii-surse pentru sedimentarea eoliană.

Serir-uri(reg-uri) — „pavaje” de deflație eoliană cu suprafață quasi-orizontală, situate în vecinătatea hamadelor; ocupă cea 25% din suprafața zonelor deșertice.

Erg-uri(dune și pinze de nisip), pe întinderi de sute și mii de km², cu suprafața ondulată sau plană; ocupă cea 20% din suprafața zonelor deșertice.

Ued-uri(wadi-uri) — văi largi create de curenți efemeri, cu caracter torențial, care străbat deșertul pe distanțe de zeci sau sute de km.

Lacuri deșertice și subsisteme „sabhha continental” — suprafețe endoreice seci sau ocupate temporar de apă adesea cu salinitate crescută.

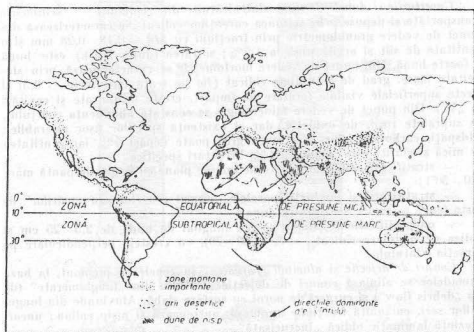


Fig. 2.2. Repartiția pe glob a mediilor desertice [51].

Factorii care controlează sedimentarea în regiunile tropicale și subtropicale :

Clima, prin temperatură, precipitații și vânturi.

— Temperatura aerului ziua este ridicată până la $+50-55^{\circ}\text{C}$, iar noaptea poate cobori sub 0°C ; controlează fenomenul de termoclastic și evaporare.

— Precipitațiile nu depășesc 25 mm/an, ceea ce conferă zonelor respective un caracter arid. Ploile, când se produc, au un caracter torențial.

— Mișcarea aerului (vântul) provoacă deflația clastelor arenitice și siltice din zonele de hamada și serir și asigură transportul lor spre zonele depresionare. Viteza curenților eolieni este mai mare de 5—10 m/s. Variațiile de viteză și direcție determină majoritatea structurilor construcționale.

Salinitatea apelor din zonele sabkha. Existența unor ape hipersaline asigură formarea de asociații minerale evaporitice.

Procese și produse. Procesele de sedimentare în mediul desertic sunt dominate de acțiunile de deflație, transport și depunere eoliană și, rar, de acțiunea apelor de șiroire sau a torenților. Procesele chimice din mediile apoase — lacustre sau lreatic — sunt controlate de intensitatea evaporării, care face să crească salinitatea soluțiilor. Astfel, depozitele formate au un caracter mecanic și chimic : „pavaje” de deflație ; cuverturi și dune de nisip ; conuri de defecție și aluvțiuni sporadice ; miluri și cruste evaporitice.

Paravele de deflație sunt bolovănișuri și pietrișuri angulare (dreikanter), cu fețe lustruite sau lăcuite, rămase în situ după îndepărtarea, prin deflație, a fracțiunilor granulometrice medii și fine : natura lor petrografică reflectă natura substratului.

Cuverturile și dunele de nisip sint alcătuite din „colianite” — sedimente transportate și depuse prin acțiunea curenților colieni. Se caracterizează din punct de vedere granulometric prin fracțiuni cu $Md = 0,18 - 0,28$ mm și o cantitate de silt și argilă pînă la 1,5%; sortarea (după Trask) este bună și foarte bună. Din punct de vedere morfometric se caracterizează prin sfericitate mare, grad de rotunjime ridicat (R_o pe scara Krumbein $> 0,5$) și efecte superficiale vizibile (cratere de impact, creste meandrate și cavități în „V”). Din punct de vedere mineralogic se constată abundența cuarțului, cu suprafețe roșii, de oxidație, dar și existența speciilor ușor alterabile: feldspați, carbonați, gips, fracțiunea grea poate depăși 5%, iar cantitatea de mică și clorite este în jur de 1%. Structuri specifice:

- stratificații oblice dominate de lamine plane cu unghi de pantă mare ($20 - 30^\circ$);

- stratificații și laminații paralele, proprii pinzelor sau „mărilor” de nisip (engl. = sands sea) dintre dune;

- undulații coliene, asimetrice (cu lungimi de undă de 2,5–25 cm și indice de ondulare ridicat — $I_o = 30 - 70$), cu crestele perpendiculare pe direcția vîntului.

Conuri de dejecție și aluviuni sporadice: în zonele de piemont, la baza hamadelor se aliniază conuri de dejecție alcătuite din „fanglomerate” (de tip „debris flow”) și curgeri de noroi cu sortare slabă. Aluviunile din lungul văilor seci, cu multă fracțiune argiloasă, antrenează și nisip colian; uneori prezintă laminație oblică „încrucișată”.

Mluri și cruste evaporitice. În zona lacurilor efemere (de tip „playa” „salinas”) și în sectoarele limitrofe se depun sedimente pelitice cu laminație paralelă (adesea ciclică, de tip periodit), apar poligoane de contracție și intercalații de niveluri evaporitice (cu halit, gips, anhidrit) și, de asemenea, cruste și efflorescențe (salcret, gipcret chiar fericret).

Resurse minerale. În sistemul desertic se pot forma acumulări locale de săruri delievescente și concentrări sporadice de minerale grele.

Asociațiile litologice și structurile specifice întîlnite în subsistemul de erg și cel de ued sint redată în figura 2.3.

Depozite vechi, considerate ca fiind formate într-un sistem desertic sint:

- Formațiunea Rotliegendes, din nord-vestul Europei (Permian), pentru depozite coliene, de ued și sabkha continental;

- Formațiunea Gipsdalen din Groenlanda (Triasic), pentru depozite, coliene (dune) și sabkha continental;

- Formațiunea Gresiei de Navajo, din vestul S.U.A. (Jurasic inferior), pentru depozite coliene;

- Formațiunea de Summerville, din Utah-S.U.A. (Jurasic superior), pentru sabkha continental.

Criterii de recunoaștere:

Pentru sedimente coliene:

- secvențele arenitice variază ca grosime de la cîțiva cm la cîteva sute de metri; fracțiunile granulometrice predominante au $Md = 125 - 300$ microni, iar fracțiunea pelitică este sub 5%;

- clastele sint bine sortate și au un grad de rotunjime foarte bun;

- structurile interne caracterizate prin laminație oblică au lamine drepte și cădere variabilă de $0 - 35^\circ$;

- seturile de lamine au sortare bună, iar tranzițiile granulometrice de la o lamină la alta sint nete;

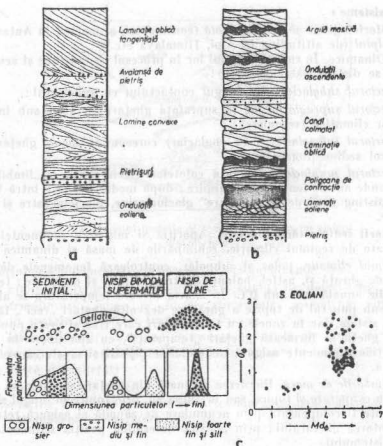


Fig. 2.3. Coloane litologice idealizate pentru subsistemele de erg (a) și ued (b); c — caracteristicile granulometrice ale nisipurilor de dune [51] și [33].

— limitele dintre secvențe sînt marcate de suprafețe plane (corpuri tabulare) și, mai rar, de undulații asimetrice.

Pentru sedimente subacvatic:

- secvențele ruditeice (fanglomerate), în cicluri, lipsite de fracțiune arenitică, sînt dominante;
- conțin „galeți moi” și structuri de depunere torrențială („mudflow”);
- au grad de sortare și prelucrare slab;
- pot fi cimentate cu gips, calcit, anhidrit;
- suprafețele de separație prezintă crăpături de uscare.

2.2. SISTEMUL GLACIAR

Este un domeniu determinat de interacțiunea ghețarilor cu substratul lor și zonele imediat limitrofe. Ocupă 10% din suprafața globului și se extinde atît asupra zonelor continentale cît și a celor marine. Este condiționat de un regim climatic polar și subpolar.

Subsisteme :

A) Morfologice : *ghefari de calotă* (continentali și marini, în Antaretica) ; *ghefari alpini* (de altitudine în Alpi, Himalaya etc.).

B) Dinamice. În raport cu rolul lor în procesul de eroziune și acumulare glaciară se disting patru sectoare :

1) *sectorul subglaciari*, din lungul contactului cu substratul ;

2) *sectorul supraglaciari* de la suprafața ghețarului, aflat sub influența variațiilor climatice (sezoniere) ;

3) *sectorul intraglaciari* (sau englaciari) corespunde masei ghețarului și nu are rol sedimentogenetic ;

4) *sectorul proglaciari*, din fața calotelor glaciare sau a „limbilor” de gheață, unde au loc fenomene de topire ; după mediul cu care intră în legătură se disting „arii de sedimentare” glaciomarine, glaciolacustre și glaciolfuviatile.

Factorii sedimentării glaciare. Apariția și mișcarea sedimentelor sînt determinate de regimul climatic, schimbările de masă și dinamica gheții.

Regimul climatic, polar și subpolar, controlează fenomenele de topire a masei de gheață și, astfel, balanța dintre eroziune și depunere ; temperatura medie anuală este sub 0°C. În zonele în care temperatura se află permanent sub punctul de topire a gheții se dezvoltă ghefari „reci”, fără apă liberă în sistem, iar în zonele cu temperaturi care trec și peste punctul de topire a gheții se formează ghefari „temperați”, cu apă liberă în sistem. Precipitațiile abundente asigură acumularea zăpezii și creșterea volumului de gheață.

Schimbările de masă. Pierderea de masă din ghețar la partea sa superioară, prin evaporare și topire, sau în talpa sa, prin topire în lungul substratului, poate fi compensată prin acumulare de zăpadă și asigură retragerea sau înaintarea ghețarului ; prin aceasta determină poziția sedimentelor în cadrul sistemului.

Dinamica gheții. Masa de gheață curge sub propria greutate cu viteze de ordinul centimetrilor și metrilor în 24 ore și determină alit eroziunea substratului (cu 1–10 mm/an) în sectoarele în care și deplasarea sa este mai lentă, cît și transportul sedimentelor de pe suprafața sau din masa sa (unde viteza de deplasare este mai mare).

Procese și produse

Procesele nivale sînt exclusiv mecanice – erozionale și depoziționale – și au intensitate mai mare în marginea ghețarilor și în zonele proglaciare. Principalele procese și produse depoziționale raportate la subsistemul de acumulare sînt (fig. 2.4) :

Proces	Produs	Subsistem
Depunere sub gheață activă	Til bazal (mixtit) masiv sau stratificat, foarte slab sortat	Subglaciari
Gurjeri în masă și transport individual	Tillite frontale, laterale, superioare ; till de ablație	Supraglaciari Subglaciari Proglaciari
Depuneri ciclice din suspensii acvatice	Varve (argile și silite cu laminatione fină, paralele)	Glaciolacustru
Depunerea suspensiilor la topirea aisbergurilor	Miluri masive	Glaciomarin
Depuneri din curenți de apă	Aluviuni („wash”), grosiere și medii cu laminatione oblică	Glaciolfuviatil

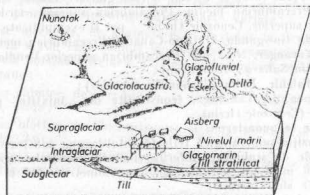


Fig. 2.4. Modelul ipotetic al sedimentării într-un sistem glaciatic [32].

Morfologia (geometria) corpurilor de sedimente glaciare :

- cimpii morenice, morene lobate și conuri de dejecție ;
- drumlin-uri, coline de forme elipsoidale, asimetrice longitudinal situate în spatele morenelor frontale ;
- esker-e, ramblee sinuoase în canale și tunele glaciare ;
- kame, terase fluvioglaciare („mamelone”) cu flancuri înclinate situate între doi ghețari ;
- microdeltă și plaje.

Asociațiile litologice glaciare în facies marginal continental și marginal marin sînt prezentate în figura 2.5.

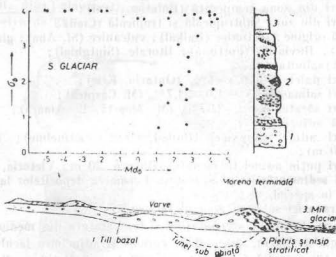


Fig. 2.5. Asociații litologice în sistemul glaciatic continental și marin (marginal) formate în timpul înaintării și retragerii succesive a ghețarilor. Caracteristicile granulometrice — mediana (Md) și abaterea standard (σ) — ale sedimentelor glaciare [32].

Depozite vechi formate în cele 5 faze glaciare majore din istoria Pământului — Precambrian mediu, Precambrian superior, Ordovician superior, Paleozoic superior, Cenozoic Irișiu — pot fi exemplificate prin :

Tillitele de Gowganda, Ontario-Canada (Precambrian mediu) ;

Tillitele Varanger, Norvegia (Precambrian superior-Vendian) ;

Tillitele din Sahara (Ordovician) ;

Tillitele Talchir, India (Carbonifer superior) ;

Formațiunea de Yakataga, (constituite din „mixtite” glaciomarine), Alaska de sud (Cenozoic Irișiu).

Criterii de recunoaștere :

— compoziția mineralogică reflectă întotdeauna substratul și conservă specii cu grade de stabilitate diferite (inclusiv minerale ușor alterabile) ;

— variații mari ale parametrilor granulometrici Md și σ , de regulă depozite foarte slab sortate ;

— predomină clase discoidale și izometrice ; galeții și blocurile prezintă striuri paralele ;

tillurile nu prezintă stratificație ; depozitele fluvioglaciare pot avea lămânații oblice, iar cele glaciolacustre, lămânație paralelă evidentă.

2.3. SISTEMUL LACUSTRU

Este un domeniu de sedimentare care reprezintă o masă de apă într-o serie continentală, de dimensiuni limitate (față de oceane) și în relații foarte strinse cu uscatul înconjurător. Sistemele lacustre ocupă cea 1% din suprafața bazinelor de sedimentare de pe glob.

Clasificarea lacurilor se face după criterii diferite, care imprimă însă și principalele trăsături ale sedimentelor acumulate :

A) după poziția climatică :

— lacuri din zona subpolară (Ladoga, Onega, Urșilor) ;

— lacuri din zona temperată (Balaton, Aral) ;

— lacuri din zona subtropicală și tropicală (Ciad) ;

B) după origine : tectonice (Baikal) ; vulcanice (St. Ana) ; glaciare (Bucura) ; fluviatile (Fortuna) ; litorale (Siutghiol) ;

C) după salinitate :

— lacuri dulci, $S = 0,3 - 1\text{‰}$ (Ontario, Erie) ;

— lacuri salmastre, $S = 1,0 - 24,7\text{‰}$ (M. Caspică) ;

— lacuri sărate, $S = > 24,7\text{‰}$ (M. Moartă, L. Amara) ;

D) după adâncime :

— lacuri adânci (anoxice) (Baikal, 1 742 m adâncime) ; Tanganyika 1 500 m) ;

— lacuri puțin adânci (oxigenate) (Bucura, 20 m ; Victoria, 80 m).

Factorii sedimentării sînt numeroși. Formarea depozitelor lacustre este influențată, în special, de :

— natura ariei sursă și aportul terigen ;

— factorii climatici : precipitațiile și temperatura din mediul ambiant ;

— energia de bazin, sistemul de curenți și adâncimea lacului ;

— oscilațiile nivelului de bază sub influența variațiilor climatice regionale ;

— chimismul și temperatura apei ;

— activitatea biotică din lac.

Procese și produse. Prin poziția lor pe glob, sistemele lacustre sînt controlate de procese sedimentogenetice foarte variate:

1) procese mecanice, de acumulare a clastelor în urma transportului individual și în masă, care conduc la colmatarea acestuia prin progradare și agardare; ele domină sistemele amplasate în regiuni reci, temperate sau în zone montane;

2) procese chimice, de precipitare, în lacuri din regiuni reci, temperate și, în special, aride;

3) procese biotice, de bioconstrucție și bioacumulare sau procese geobacteriene (fig. 2.6).

În consecință, sedimentele lacustre și structurile lor se pot sistematiza după criteriul genetic și sînt reprezentate prin următoarele tipuri de depozite (fig. 2.6).

1. Sedimente clastice de apă „puțin adîncă” — marginale — din zona țărmului și sectoare cu energie de bazin ridicată: blocuri, pietrișuri și nisipuri formînd depozite de „plaje”, conuri de dejecție și microdelte subaevative cu variate structuri construcționale (stratificație gradată, stratificație oblică tabulară și concoidă, granoclasări și undulații simetrice); sedimente clastice de apă adîncă, în sectoare cu energie de bazin scăzută: mîluri și silturi cu laminație paralelă și stratificație ritmică și/sau gradată (de tipul varșelor din lacurile glaciare); accidental, la baza versanților, turbidite; structurile de bioturație pot fi frecvente;

2. Sedimente chimice

a) în lacurile din zonele subpolare: oolite feruginoase și noduli de mangan;

b) în lacurile din zonele temperate: calcare micritice interstratificate cu nivele organice (laminile), noduli polimetaliici asociați cu nisip și pietriș;

c) în lacurile din zonele aride: carbonați (calcit, aragonit, trona), sulfuri (anhidrit, gips, glauberit), cloruri (halit), borați (borax, colemanit), azotați (salpetru de Chile);

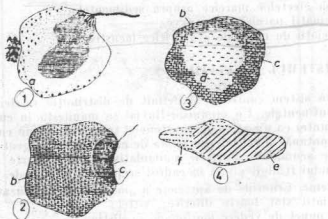


Fig. 2.6. Distribuția sedimentelor clastice în lacuri: a — sedimente epiclastice; b — sedimente carbonatice; c — argile; d — gyttja; e — sapropel, f — turbă [36].

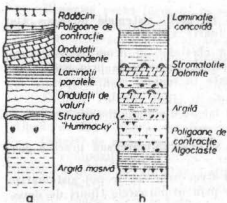


Fig. 2.7. Asociații litologice și structurale pentru sistemul lacustru clastic (a) și evaporitic (b) [32].

- minerale evaporitice (săruri delievescente: azotați, borați, carbonați alcalini);
- argile bituminoase (sapropelice);
- depozite de turbă.

Asociațiile litologice și structurile specifice sistemului lacustru — clastic și evaporitic — sint redade în figura 2.7.

Depozite vechi, reconstituite a se fi format într-un sistem lacustru :

- Formațiunea de Lockatong, New Jersey, S.U.A., Triasic;
- Depozitele lacustre eocene din Utah și Colorado (formațiunea Green River, de lac arid);
- Formațiunea Clarens, Africa de Sud, Triasic (clastică).

Criterii de recunoaștere :

- zonalitatea granulometrică a depozitelor din sectoarele marginale (facies grosier în conuri și plaje) prezintă similitudini cu zonalitatea litorală și de șelf, dar la scară mult mai mică;
- absența faunei marine;
- lipsa efectelor marelui asupra sedimentelor;
- laminății paralele tip varve;
- asociații de minerale evaporitice lacustre.

2.4. SISTEMUL FLUVIATIL

Este un sistem controlat și definit de distribuția rețelei hidrografice în ariile continentale. Un organism fluvial se manifestă în cursul superior (zona de munte) ca un agent de eroziune și transport, iar în cursul mijlociu (zona submontană) și cel inferior (zona de câmpie) ca un agent de transport și mediu de acumulare. Formele acumulative variază foarte mult atât în lungul fluviului (riului) cât și în cadrul secțiunii transversale.

Subsisteme. Criteriile de apreciere a „mediilor de sedimentare” într-un sistem fluvial sînt foarte diferite. Astfel:

A) din punct de vedere morfologic se disting :

1) forme de eroziune :

- a) canalul de etiaj (talvegul), cu scurgere permanentă și nedelimitat lateral;

3. Sedimente biogene :

a) de bioconstrucție: stromatolite alge (cu g. *Schizotrix* și g. *Aegropopila*) și oncoide;

b) de bioacumulare în zone marginale (falune cu *Linnæa*, *Sphaeria*, *Unio*, *Neritina*) și bazinale, pelagice (crete și diatomite);

c) de acumulare a substanței vegetale (turbe) și animale (sapropeluri).

Resurse minerale și energetice :

- acumulări de oxizi și hidroxizi de Fe și Mn (oolite feruginoase și noduli polimetali) asociate cu silicolite (în Precambrian);

b) albia minoră, care corespunde profilului de scurgere permanentă a riului delimitat de maluri;

c) albia majoră (lunca), care corespunde profilului ocupat de riu la viituri (inundații).

2) *forme de acumulare*, care reflectă geometria („arhitectura”) depozitelor respective:

a) în albia minoră: aluviuni bazale, bancuri, ostroave sau crivine, renii sau bare arcuite („point bar”), canale colmatate și părăsite;

b) în albia majoră: pinze aluviale (cîmpii aluviale = „flood plain”), grinduri de viitură („natural levee”), conuri de crevasă, mlaștini în zona cu ape stagnante dintre canale;

c) conuri de dejecție („alluvial fan”), care intersectează și/sau se suprapun la confluența cu un afluent de ordin inferior peste albia minoră sau majoră;

B) după gradul de sinuozitate a traiectului rîului (în special în cursul inferior) se deosebesc (fig. 2.8):

1) *cursuri drepte* (Rin);

2) *cursuri despletite* („braided streams”) (Volga, Dunărea între Ostrov și Brăila);

3) *cursuri meandrate* („meandering streams”) — Dunărea pe brațul Sf. Gheorghe, Indus, Mississippi).

Factorii sedimentării. Formele de acumulare sînt determinate de:

— natura rocilor din aria sursă și gradul lor de consolidare;

— procesele erozive din cursul superior;

— volumul de apă și dinamica acesteia în profilul rîului (viteză, regim de curgere, turbulență, competență etc.);

— poziția organismului fluvial față de regimul climatic (ploios sau arid);

— ponderea mecanismelor de transport (debit tractat, debit în suspensie, curgeri în masă etc.);

— adîncimea de sedimentare redusă (1–5 m de regulă, rar mai mult).

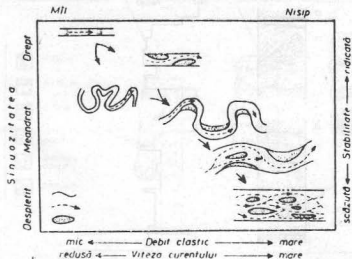


Fig. 2.8. Tipuri de organisme fluviale după gradul de sinuozitate a cursului lor; sînt redate cîteva trăsături sedimentologice și hidro dinamice [32].

Procese și produse. Procesele de sedimentare sînt exclusiv mecanice și depind de tipul de transport al elastelor — individual în cazul debitului tractat și în suspensie din zona albiei minore și majore și, respectiv, torențial, parțial în masă, în sectorul conurilor de dejecție. Acumularea sedimentelor are loc prin agradare, în zona centrală a canalului de scurgere (și în cîmpia aluvială) și prin acreție laterală în zonele marginale ale canalelor (în renii și grinduri).

Produsele sedimentării fluviale — *aluviunile* — se caracterizează printr-o mare varietate granulometrică, morfometrică și structurală, care îmbracă trăsăturile unui „facies fluvial”, fie în raport cu formele acumulative, fie cu gradul de sinuozitate a traiectului râului respectiv. Principalele trăsături sedimentologice ale formelor acumulative sînt (fig. 2.9) :

A) În zona canalului și în albia minoră :

(1) pentru aluviunile bazale din zona canalului („channel floorlag”) :
sedimente grosiere : pietrișuri și nisipuri cu galeși moi, cu resturi de plante și oase, de grosime variabilă (cm-m) ; la suprafața stratelor de nisip „valuri” și ondulații de curenți :

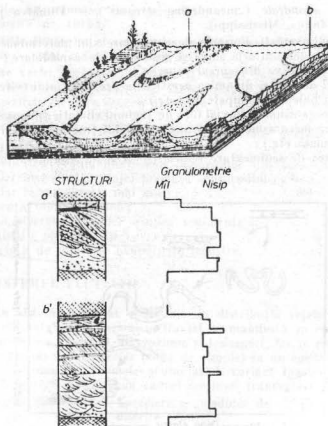


Fig. 2.9. Geometria sedimentelor fluviale în profilul albiei minore (a) și al albiei majore (b) dintr-un sistem despletit ; coloane litologice printr-o bară longitudinală (a') și un banc arcuit (renie — b') [32].

(2) pentru aluviunile axiale, din lungul canalului (în ostroave, insule = „channel bar deposits”): nisipuri cu mai mult de 5% pietrișuri, bine sortate, cu resturi vegetale; Md descrește ușor în aval (= 0,16–0,20), iar indicele de rotunjime este ridicat; în succesiune se disting patru secvențe structurale: a) stratificație slabă; b) megaondulații cu lamine sinuoase și drepte; c) stratificație oblică concoidă cu ondulații de curent la scară mică; d) laminație orizontală;

(3) pentru aluviunile marginale din zona canalului (renii sau bancuri arcuite = „point bar”): nisipuri și pietrișuri bine sortate, cu resturi vegetale (substanța organică crește cu conținutul de argilă > 50%); corpuri tabulare cu laminație oblică concoidă la scară mică și mare; descreșterea grosimii straturilor se face spre centrul canalului cu trecere la secvențe cu laminație paralelă.

B) În albia majoră

(1) În aluviunile din grinduri („natural levee”): alternanțe de nisipuri groșiere ($Md = 3–5$ mm), cu siltite și fracțiune argiloasă, uneori carbonați laminații rare în fracțiunea argiloasă și ondulații de curent în fracțiunea arenitică și siltică;

(2) pentru aluviunile din cîmpiile aluviale („flood plain”): sedimente dominate de fracțiunea lutie (35–60%), subordonat siltică (20–40%) și arenitică (8–10%) cu $Md = 0,005–0,06$ și $\sigma = 3$; stratificație gradată și laminație paralelă cu secvențe de ordinul mm și cm; stratele groase prezintă ondulații asimetrice, iar secvențele pelice au crăpături de uscare; substanța organică și resturile vegetale sînt neuniform distribuite.

C) În conurile aluviale („alluvial fan”) apar 4 tipuri de depozite:

(1) curgeri de blouri („debris flow”), aglomerate în vârful conului;

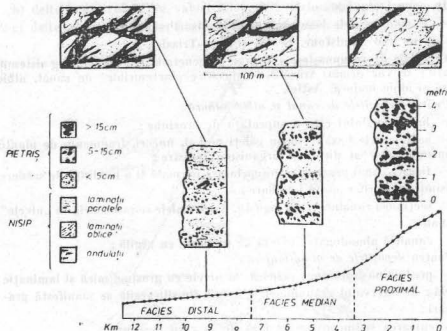


Fig. 2.10. Structuri sedimentare în conul aluvial al unui sistem fluvial desertic [32].

(2) curgeri fluide în pinze torențiale lenticulare („sheet flood deposits“) de nisipuri și pietrișuri bine sortate, cu conținut redus de argilă, masive sau cu laminație oblică situate la baza conului sub punctul de intersecție cu canalul principal;

(3) aluviuni în canal („stream channel deposits“) în partea superioară a conului, reprezentate prin pietrișuri și nisipuri slab sortate, cu structuri imbricate și, respectiv, oblic laminate; au secțiune lenticulară;

(4) pietrișuri lobate, moderat sortate („sieve deposits“) și slab imbricate, alcătuite din fragmente angulare, „colmate“ ulterior cu sedimente fine (de aceea „bimodale“).

Resurse minerale și energetice :

-- concentrații de minerale grele în aluviuni; „calitatea“ produselor este dependentă de natura ariei sursă drenată de râu;

-- concentrații de uraniu (în fracțiunile bogate în substanță organică);

-- sistemele vechi sînt gazde bune pentru acumulări de petrol (în fracțiunea arenitică a canalelor de eroziune) și cărbuni (în depozitele mlăștinoase ale albiei majore).

Asociațiile litologice și structurale pentru un sistem fluvial despletit sînt redată în figura 2.9.

Depozite vechi reconstituite a se fi format în sisteme fluviale :

Într-un sistem meandrat sînt considerate :

-- Old red Sandstone, nordul Europei (Devonian);

-- Formațiunea de Catskill, New York St. (Devonian);

-- Jurasicul din Pen. Sinai.

În conuri aluviale :

-- Fanglomeratele Keweenawan, Canada (Precambrian);

-- New red Sandstone, Scoția (Permo-Triasie).

Criteriile de recunoaștere sînt greu de generalizat pentru întreg sistemul fluvial; se vor urmări trăsăturile specifice „faciesurilor“ de canal, albie minoră și albie majoră. Astfel,

Pentru **depozitele de canal și albie minoră** :

-- baza canalului este o suprafață de eroziune;

-- sedimentele bazale conțin galeți moi și, uneori, fragmente de plante carbonizate, oase și dinți de organisme terestre;

-- fiecare canal prezintă o granoclasare normală și o tendință de scădere a grosimii corpurilor oblic laminate;

-- secțiunea canalului este îngustă, dar canalele se pot asocia în „nivele“ de canale;

-- canalele abandonate tind să fie umplute cu argilă;

Pentru **depozitele de albie majoră** :

-- predomină fracțiunea pelitică, în nivele cu grosime mică și laminație paralelă; în intervalul granulometric arenit fin-silt-argilă se manifestă granoclasări;

-- culoarea sedimentelor variază de la roșu la negru;

-- suprafețele de strat au crăpături de uscare, urme de pași, picături de ploaie.

2.5. SISTEMUL DELTAIC

Este domeniul de sedimentare situat la locul de vărsare a unui fluviu într-un lac sau într-o mare, condiționat de aportul masiv de material terigen și de caracteristicile hidrodinamice ale bazinului care le colectează. Sistemul se dezvoltă atât subaerian cît și subacvatic și se extinde prin procese de progradare, care determină acumulări groase de sedimente cu geometria tipică a conurilor de dejecție.

Factorii sedimentării

Regimul fluviului și aportul de material terigen. În regim de viitură debitul solid este transportat pe fund și în suspensie, în cantitate mare, iar în regim normal este antrenat în suspensie, în cantități mai reduse. Aportul total de material terigen este apreciat la mil. tone/an (23 — Niger, 90 — Dunărea, 469 — Mississippi, 635 — Gange) și trebuie corelat cu regimul climatic în care este situat bazinul hidrografic respectiv. Procesele frecvente de *avulsie* (schimbarea frecventă a direcției cursului în cîmpia aluvială) explică marea varietate a formelor de eroziune și acumulare.

Regimul hidrodynamic al bazinului de acumulare. Este determinat de mișcarea valurilor, sistemul de curenți marelci și curenți litorali, funcție de a căror „energie” sedimentele aduse de riu sînt amestecate cu sedimente litorale și neritice sau sînt îndepărtate din zona de vărsare. Echilibrul depozitional care se stabilește între aportul de aluviuni și aportul de sedimente deplasate de valuri și marea determină geometria sistemelor deltaice și distribuția fațesurilor în 3 subsisteme distincte (fig. 2.11):

- delte „construite” de fluviu (Mississippi);
- delte „construite” de valuri (Ron, Nil, Orinoco);
- delte „construite” de marea (Niger, Colorado).

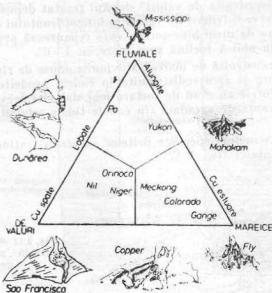


Fig. 2.11. Geometria deltelor și procesele constructive (exemple de delte din lume) [32].

Oscilațiile nivelului de bază. Ele condiționează raportul dintre acumularea sedimentelor (activă cînd nivelul se ridică) și eroziunea lor (mai intensă cînd nivelul coboară.) La aport terigen important, scăderea nivelului stîmulează progradarea. Poziția nivelului de bază, la un moment dat, și procesele care domină spațiile respective determină două subdiviziuni importante ale sistemului deltaic:

- a) delta emersă, subaeriană („flood plain”);
- b) delta submersă, subacvatică (delta frontală).

Cadrul topografic și balimetric al bazinului. Condiționează acumularea și stabilitatea aluviunilor în spațiul deltaic (de ex. în golfuri și estuare); adîncimea de depunere imprimă energia de bazin și, astfel, granulometria sedimentelor respective.

Regimul tectonic. Subsidența activă asigură acumularea masivă a sedimentelor și explică grosimea foarte mare a depozitelor deltaice.

Salinitatea apelor. Influențează depunerea coloizilor și a substanței organice în delta frontală.

Procese și produse. Sistemul depozițional deltaic este controlat, în exclusivitate, de procese mecanice construcționale și erozionale; dezvoltate în mediu acvatic prin curenți fluviali, valuri sau marea. Produsele acumulate sînt, exclusiv, clactice și se acumulează în corpuri de dimensiuni și forme variate (canale colmatate, grinduri, bare transversale și longitudinale, renii, cîmpii aluviale), cu structuri interne caracteristice (stratificații oblice la scară mare, stratificații paralele cu granoclasare, structuri masive). Subsystemele din spațiul deltaic se caracterizează prin următoarele trăsături:

- 1) În „delta construită de fluviu” rata de aluvionare este mai mare decît energia bazinului de a repelucra materialul adus de riuri și de a modifica marginea deltei active, prin valuri și curenți. Acest mecanism conduce la secvențe verticale granoclasate negativ, acumulate prin progradare; în cadrul lor unitățile superioare sînt tăiate de canale de eroziune, colmatate prin agardare, limitele unităților înclină spre bazine.

- 2) În „delta construită de valuri” debitul tractat depus la gura fluviului este prelucrat și redistribuit de valuri în lungul frontului deltei sub formă de cordoane și bare de nisip bine sortat, care repauzează peste milurile prodeltei. Stratificația oblică înclină spre mare cu $1-6^\circ$.

- 3) În „delta construită de marea” aluviunile aduse de riu sînt antrenate la început spre larg și apoi redistribuite în cadrul prodeltei și amestecate cu miluri; sedimentele au grad de sortare mai slab, iar secvențele prograde alternează cu secvențe de agardare (în canale tidale, cîmpii aluviale, mlaștini).

Sedimente și structuri specifice deltelor emerse (continentale) și delte lor submerse (frontale) (fig. 2.12).

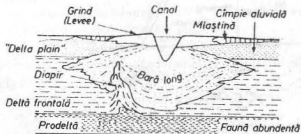


Fig. 2.12. Secțiune transversală printr-un lob deltaic.

În *delta emersă* se poate distinge următoarea succesiune (de jos în sus): a) pietrișuri și nisipuri grosiere bazale (de renii) și nisipuri fine granulare (de colmatare a canalelor), cu lăminație oblică la scară mare, granoclasate și mecanoglife de eroziune; b) pinze aluviale siltice și lutice cu lăminație paralelă (din interfluvii sau cimpii aluviale); c) nisipuri și siltite (din grinduri) cu lăminație oblică la scară mică, caneluri de eroziune și resturi de plante.

În *delta frontală*, depozitele sînt nisipuri bine sortate, fin granulare, cu undulații de valuri și curenți, cu lăminații oblice la scară mică și mare, cu mecanoglife și urme ale activității biotice (în cadrul barelor de la gurile de vărsare). Distal față de gura de vărsare depozitele devin mai fine și capătă lăminație paralelă; pot apărea structuri de bioturație și poate crește conținutul de substanță organică.

Resurse minerale și energetice. Nisipurile deltaice actuale — din bare, canale și grinduri — pot fi purtătoare de minerale grele; cele vechi, cînd cumulează în evoluția unei delte grosimi mari, devin importante rezervoare pentru hidrocarburi.

Milurile și silturile din cîmpiile aluviale, lacuri și mlaștini se pot asocia cu depozite de cărbuni.

În deltele frontale se pot forma concentrații de uraniu.

Asociațiile litologice specifice faciesurilor deltaice construite de fluvii, valuri și maree sînt arătate în coloanele din figura 2.13.

Depozite deltaice vechi se găsesc în formațiuni de toate vîrstele. Exemple clasice:

- Formațiunea de Catskill, S.U.A., Devonian superior;
- Formațiunea deltaică Keuper, Germania de vest, Triasic;
- Formațiunea de Wealden, Marea Britanie, Triasic.

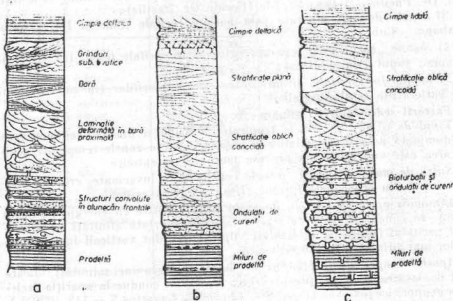


FIG. 2.13. Asociații litologice, structuri și faciesuri pentru sistemele deltaice construite de fluvii (a), valuri (b) și maree (c) [32].

Criteriile de recunoaștere au la bază :

- analiza secvențelor verticale și precizarea orientării și geometriei corpurilor de sedimente (în special de nisipuri);
- relațiile cu formațiunile învecinate și stabilirea schimbărilor granulometrice, compoziționale și structurale în faciesurile proximal-distal, axial-lateral;
- stabilirea sistemului de paleocurenți și conexiunea lor cu ariile sursă;
- un sistem deltaic este cuprins între un substrat de mluri (argile) cu laminăție orizontală reprezentând faciesul de prodeltă și o acoperitură de mluri (argile) și calcare reprezentând faciesul de șelf deschis.

2.6. SISTEMUL LAGUNAR

„Laguna” este un mediu particular de sedimentare ocupat de ape marine — salmastre, normale sau hipersaline —, cuprins între continent și cordonul litoral. Trăsăturile sale sunt determinate de aportul intermitent și unidirecțional al apei de mare în bazin, de legăturile strinse cu zonele continentale; contactul direct cu marea sau oceanul se realizează prin intermediul unui canal sau „portițe”. În zonele litorale, lagunele ocupă o suprafață de 13%.

Subsisteme de sedimentare. Sunt determinate de poziția bazinului față de regimul climatic, deosebindu-se lagune în climat temperat-umed și lagune în climat tropical-arid, și de natura barelor sau cordonelor care le separă de ocean, diferențiindu-se :

1) *lagune de coastă*, separate prin peninsule sau insule (Abu Dhabi, G. Persic; Lagartos, G. Mexic; Coorong Lagoon, Australia);

2) *lagune atol*, separate prin creste recifale, insulare (Bikini — I-le Marshall, Oc. Pacific; Midway — I-le Hawaii, Oc. Pacific);

3) *lagune de șelf*, separate prin bariere recifale (Florida Bay, Golful Batabano — Cuba);

4) *lagune „back reef”*, separate prin creste recifale (estul ins. Andros-Bahama; sudul Pen. Florida);

5) *lagune intrarrecifale*, situate între crestele recifilor (în zona Marelui recif barieră din estul Australiei).

Factorii sedimentării lagunare :

Tipul de climă : în zonele tropicale — aride și umede — sedimentarea este dominată de procese chimice și organogene; în zonele temperate sedimentarea este controlată de procese mecanice și chimice.

Sursa de material terigen : zonele continentale învecinate, crestele recifale, nisipul din cordonul litoral și/sau șelful învecinat.

Dinamica apelor și energia de bazin : ape liniștite cu energie de bazin scăzută. În zonele afectate de marea, lagunele prezintă afinități cu subsistemul peritidal (supra- și intertidal); lipsa curenților verticali imprimă lagunelor mai adânci un mediu reducător.

Aportul de ape dulci și chimismul apelor. Menținerea unei salinități ridicate și/sau deplasarea acesteia spre un regim hipersalin conduc la apariția faciesurilor evaporitice (ex. Abu Dhabi $S = 12 - 66\%$, Lagartos $S = 118 - 220\%$).

Adâncimea apelor : de la 1 — 2 m (ex. Lagartos, Florida de sud) la peste 50 m (Bikini; șelful Honduras — 64 m); în medie 8 — 18 m.

Morfologia fundului : neregulată, frecvent brăzdată de canale longitudinale și transversale.

Activitatea biotică : dominată de alge — *Thalassia*, *Halimeda*, *Peniculus*, alge verzi și roșii și organisme animale — foraminifere, moluște, echinoderme, corali.

Procese și produse. Natura sedimentelor într-un sistem lagunar poate fi :

— **mecanică :** claste ajunse în bazin datorită valurilor de furtună, curenților fluviali continentali. Frațiunile granulometrice groasere (pietriși și, în special, nisip) se concentrează marginal și capătă lminații oblice și ondulații de curent, iar cele fine, lutite, se depun în centrul lagunei și se asociază cu substanță organică (miluri sapropelice) și sînt frecvent bioturbate) ;

— **chimică :** minerale carbonatice (dolomit, calcit magnezian, aragonit sub formă de ovide, peloide) și evaporitice (halit, anhidrit, gips) ;

— **biotică :** miluri și nisipuri scheletale, sedimente peletale cu frecvente structuri de bioturație și îndinări laterale de facies (în special spre cele de flanc recifal — coralgale).

Resurse minerale : depozite evaporitice și miluri sapropelice.

Asociații litologice lagunare (de climat arid) care s-au acumulat în spatele unui cordon litoral, în timpul unei transgresiuni, sînt redată în figura 2.14.

Depozite vechi. Date fiind similitudinile dintre sistemele peritidale și cele lagunare probabil că multe din asociațiile litorale de climat arid s-au

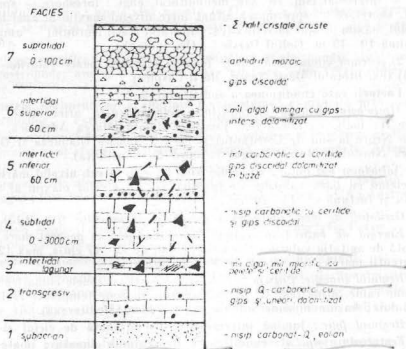


Fig. 2.14. Succesiuni faciale și litologice într-o lagună în sistem mareic și climat arid [31].

acumulat în „regim” lagunar. Există dificultăți în identificarea cordoanelor litorale. Sint considerate: sisteme lagunare de climat temperat:

- Formațiunea de Mesaverde, Cretacic, SUA;
- Gresia de Condroz, Devonian, Belgia. La cele de climat tropical se consideră o parte din vechile depozite evaporitice de la nivelul Permianului (Stassfurt, Solikamsk și Miocenului (molassa subcarpatică).

Criterii de reconstituire:

- extinderea redusă și geometria depozitelor;
- prezența faciesurilor lutitice cu îndințări rapide spre faciesurile arenitice;
- existența peletelor asociate cu structuri de bioturbație;
- prezența nivelelor evaporitice;
- trecerea, în partea superioară, la depozite continentale paludale.

2.7. SISTEMUL LITORAL

Este un sistem sedimentogenetic suprapus subdomeniului litoral sau de coastă aflat în zona de tranziție dintre domeniul continental și domeniul marin; se dezvoltă liniar, în lungul țărmului, și este delimitat de sistemul șelfului prin baza valurilor de furtună sau nivelul maxim al mării la reflux.

Subdiviziuni determinate de existența sau lipsa fenomenului mareic:

- 1) sistemul peridital (litoral mareic) cu subzonele de sedimentare:
 - supratidal (sin. supralitoral, engl.: backshore);
 - intertidal (sin. eu- sau mediolitoral, engl.: foreshore — spre continent, shoreface — spre mare), situat între nivelul maxim al apei la flux și nivelul maxim al apei la reflux (ex.: litoralul Mării Nordului — amplitudine maximă 10–15 m, Golful Persic — Oc. Indian);
- 2) sistemul litoral non-mareic (situat deasupra bazei valurilor de furtună) (ex. litoralul Mării Negre, Mării Caspice).

Factorii care condiționează sedimentarea:

Morfologia țărmului și constituția petrografică a ariei sursă. Țărmul poate fi: înalt, cu faleză (ex. Coasta Dalmată, Marea Adriatică, litoralul Mării Negre la sud de Constanța) și jos (ex. Coasta Olandeză și Germană, Marea Nordului, Marea Neagră la nord de Constanța).

Adâncimea bazinei: în medie până la –10 m sub nivelul mării calme, coincidând cu baza valurilor de furtună sau cu nivelul maxim al mării la reflux și furtună (–15–20 m).

Oscilațiile de nivel: determină repartitia faciesurilor (fig. 2.15).

Energia de bazin (sau regimul hidrodinamic): în general mare, condiționată de agitația valurilor (cu viteze medii de 15–17 cm/s, max 125 cm/s) și curenții mareici (cu viteze de 30–50 cm/s).

Regimul climatic. Poziția bazinei în raport cu zonele climatice: bazine în zone calde, aride (ex. G. Persic); bazine în zone temperate reci (Marea Nordului); bazine în zone subtemperate (Marea Mediterană).

Regimul fotic: lumină intermitentă, condiționată de ciclul zi-noapte.

Temperatura apelor: condiționată de regimul climatic; poate atinge valori medii de 7–10°C în zonele temperate reci, 15°C în zonele temperate calde, 24°C în zonele subtropicale, 26°C în zonele ecuatoriale.

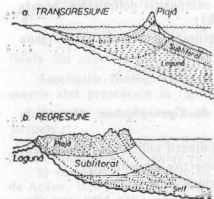
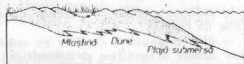


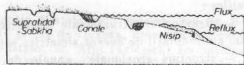
Fig. 2.15. Repartiția sedimentelor litorale determinată de oscilațiile nivelului de bază [32].



INSULĂ-BARIERĂ



PLAJĂ EMERSĂ



CÎMPIE TIDALĂ

Fig. 2.16. Morfologia zonelor litorale și geometria corpurilor de nisip acumulate în cadrul lor [32].

Sălinitatea apelor : variabilă, condiționată de aportul de ape dulci continentale și de regimul climatic (arid, cînd S este mai mare și umed, cînd S scade).

Conținutul de gaze : apele sînt bogate în O_2 ($Eh > 0$) și mereu improspătate; CO_2 se degajă ușor din apele agitate sau din cele care sînt în curs de încălzire.

Organisme specifice : foraminifere, spongieri (Calcispongi), briozoare, bivalve, gastropode, anelizi, ostracode, alge albastre, alge verzi, codiacee, corallinacee.

Geometria sedimentelor acumulate („subsisteme” exprimate prin morfologia corpurilor — exemple clasice cu sedimentare activă) (fig. 2.16) :

— **plaje marine și dune de coastă** (litoralul românesc și bulgăresc al Mării Negre, litoralul nord african — Marea Mediterană, plajele oceanelor Atlantic Pacific, Indian) ;

— **cordoane litorale sau bare de nisip** cu caracter insular (Sahalin — Marea Neagră ; Fire Island ; Long Island — Oceanul Atlantic, SUA ; Australia de sud) ;

— **cîmpii tidale și mangrove** (mlăștini, turbării locale : G. Persic — r. arid ; Cîmpia olandezo-germană — r. umed) ;

— **microdeltă tidale** (corpuri lobate depuse de curenți tidalii).

Grosimea sedimentelor are, de regulă, cîțiva metri, dar poate atinge și zeci de metri (în special în bare) ; îndinările de facies între corpurile de sedimente sînt frecvente ; trec lateral la sedimente lagunare, deltaice sau de self.

Procese și produse. În sistemul peritidal procesele de sedimentare apar controlate de factori mecanici, chimici și biotici și se diferențiază după domeniul în care aceștia acționează.

● În sectorul *supratidal* se întâlnesc :

a) sedimente clastice :

— pietrișuri imbricate, nisipuri cuarțoase sau polimictice cu grad moderat de sortare ;

— eolianite (nisipuri de dune de coastă foarte bine sortate) ;

— tempestite (sedimente de furtună, cu compoziție polimictică, bogate în bioclaste și cu grad de sortare foarte slab) ;

b) sedimente chimice, produse de autigenază în regiuni aride (zona *sabkha* de coastă) :

— gips și anhidrit asociate cu sedimente carbonatice ;

— cruste aragonitice și dolomitice ;

— pisoide vadoase și cruste caliche ;

c) sedimente biotice : rare, acumulări de *Cyanophyceae*. Structurile specifice :

— structuri construcționale mecanice : lminații oblice tabulare și concoide, cu ondulații de curent simetrice sau asimetrice (în eolianite) ;

— structuri erozionale : canale de eroziune colmatate ;

— structuri chimice : de cimentare, pseudomorfoze de halit sau gips după carbonați ;

— diverse bioglife (urme de reptăție).

● În sectorul *intertidal* se întâlnesc :

a) sedimente clastice : — ritmite (periodite) formate din alternanțe de secvențe arenitice (nisipuri depuse la flux) și secvențe siltice sau lutitice (silturi și mluri depuse la reflux) ; — tempestite arenitice slab sortate, continuarea celor din sectorul *supratidal* ;

b) sedimente chimice : „beach rock” — sedimente de plajă submersă (și emersă) cimentate prin carbonați și/sau sulfați ;

c) sedimente biotice : produse de acreeție algală : stromatolite (LLH), oncolite și tidalite (alternanțe periodice de ml algal cu material clastic). Structurile specifice :

— pentru sedimentele clastice : microondulații de valuri, lminații paralele și crăpături de contracție ; caneluri de eroziune și riduri de dragaj ; bioturbații figurative ;

— pentru sedimentele carbonatice ; structuri fenestrare și „birdseye” ;

— pentru structurile bioconstruite ; structuri laminite.

● În sistemul litoral non-maric sedimentarea este dominată de procese mecanice, iar acumularea clastelor are loc prin progradare și acreeție laterală cu formare de plaje și cordoane litorale.

Sedimentele clastice, foarte variate granulometrice, sint dominate de pietrișuri (în apropierea țărmurilor înalte) și de nisipuri și silturi polimictice (în dreptul țărmurilor joase).

Falunele — acumulări de bioclaste — sint specifice zonelor temperate și calde și reprezintă, de multe ori, tempestite.

Structuri specifice : lminații paralele, lminații oblice, galeți imbricați, ondulații eoliene și ondulații de valuri.

Resurse minerale și energetice :

— Minerale grele (zircon, casiterit, ilmenit, monazit, rutil, aur, diamant etc.), exploatate pe coastele din Brazilia, India, Australia, Malaezia, Indonezia. În cordonul litoral de la Chituc (Marea Neagră) acumulări de titan, Fe etc. .

— Concentrații de uraniu în mlurile peritidale bogate în substanță organică.

— Acumulări de turbă în unele cimpii supratidale.

— Depozite de evaporite (gips, anhidrit), asociate sedimentelor peritidale din zonele aride.

Asociațiile litologice idealizate ale sistemelor peritidal și litoral non-marele sînt prezentate în figura 2.17.

Depozite vechi reconstituite a se fi format într-un sistem depozitional peritidal :

a) terigen : gresia de Eribol, Scoția (Cambrian); epiclastitele de Koblenz, Germania (Devonian inferior) ; gresia de Dakota, Colorado (Jurasic) ;

b) carbonatic : calcarele de Dachstein, M. Alpi (Triasic) ; formațiunea de Ardon, Israel (Jurasic) ; calcarele de Massiccio, M. Apenini (Cretacic).

Într-un sistem litoral non-mare :

a) plaje de regresiune : nisipurile zirconifere din California (Miocen) ;

b) plaje de transgresiune : gresia de Baraboo, Wisconsin (Cainozic).

Criterii de recunoaștere :

Pentru depozitele peritidale :

— delimitare netă față de formațiunile cu care se asociază ; de regulă acoperă depozite marine acolo unde a avut loc o progradare și, respectiv, o regresiune și acoperă depozite continentale sau suprafețe de eroziune unde marea a transgredat ;

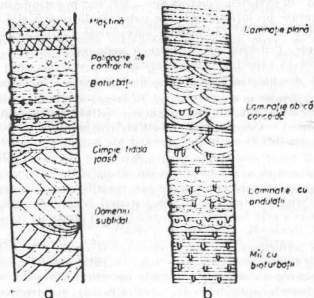


Fig. 2.17. Asociații litologice și structurale pentru sistemul litoral peritidal, cu bare de nisip (a) și cimpii tidale de progradare (b) [32].

— depozitele includ siltite la partea superioară (strate mai groase sub strate mai subțiri) și au în bază bioclase; de asemenea, secvențe ritmice de nisip-mil;

— depozitele supratidale pot conține calcare și dolomite și eventual evaporite; au intraclaste de dimensiuni centimetrice, fosile rare sau absente, stromatolite L.L.II, impresiuni de plante, microborings-uri, structuri laminifite, birdseye, crăpături de uscare paralele cu stratificația și uneori caliche și pisoide vadoase;

— depozitele intertidale prezintă schimbări rapide de fațes, au calcare și dolomite cu ooide, peloide, de asemenea, organisme adaptate, stromatolite spongiosome, oncoide și bioturbații verticale; intraclastele sînt imbricate; se întîlnesc structuri fenestrale („loferite”), birdseye și poligoane de contracție.

Depozitele litorale non-mareice:

— conțin sedimente terigene polimictice;

— acumulări masive de bioclase;

— granulometrie variată și sortare moderată;

— prezintă importante variații laterale de fațes, amestec de material biogen și epiclastic, galeți imbricate cu înclinare spre bazin laminații oblice tabulare și ondulații simetrice și asimetrice.

2.8. SISTEMUL ȘELFULUI (DOMENIUL NERITIC)

Acest domeniu de sedimentare este cuprins între zona litorală și extremitatea superioară a taluzului continental marcată de o importantă „rup-tură de pantă” în dreptul adîncimii de - 200 m; se extinde în cadrul margi-nilor continentale pe lățimi variabile cuprinse între 0,5 și 1 300 km, cu o înclinare medie de 0°07' (1 : 500) și corespunde platformelor continentale.

Subsisteme. Criteriile de separare a subdomeniilor sînt foarte variate și se utilizează în raport cu scopul urmărit:

A) După deschiderea suprafețelor de sedimentare în raport cu oceanul:

1) *șelf deschis* în contact direct cu largul oceanului; coincide cu „mă-rile pericontinentale” (ex.: în Oc. Atlantic — șelful Oregon, șelful Argentinian, Golful Guineei; în Oc. Indian — Golful Bengal, șelful NV-Australian; în Oc. Pacific — șelful Peruan);

2) *șelf barat* sau închis (semiînchis) față de ocean printr-un sistem insular; în raport cu scara la care este urmărit procesul de sedimentare coincide fie cu mările epicontinentale sau epeirice (ex.: M. Baltică, M. Nor-dului, M. Galbenă, M. Japoniei) fie cu sistemul de golfuri, estuare sau lagune separate de ocean prin bare sau cordoane (uneori creste de recifi) (ex.: Marea Azov, Golful Mexic, G. Hudson, G. Persic).

B) După adîncimea bazinului respectiv și regimul hidrodinamic:

1) *șelf intern*, dezvoltat spre zona litorală, pînă la adîncimea la care se resimt mișcările valurilor și procesele mareice (de regulă, - 40, - 50 m; cuprinde sectoarele subtidal (sin. = infralitoral) și circalitoral superior;

2) *șelf extern*, dezvoltat spre taluzul continental pînă la adîncimea de - 200 m și aflat sub influența curenților oceanici și a curenților de densi-tate, descendenți și ascendenți (sin. = circalitoral inferior);

C) După poziția tectostrukturală în raport cu dinamica crustei terestre :

- 1) șelfuri de expansiune (Marea Roșie) ;
- 2) șelfuri de coliziune (șelful Peru - Chile) ;
- 3) șelfuri marginale din sectoare cu arcuri insulare (Marea Japoniei).

Factorii care condiționează sedimentarea :

Regimul hidrodynamic și „energia de bazin“. Sint determinate de diversele forme de mișcare a apei în bazin și transmiterea ei spre suprafața de sedimentare : a) valuri normale (cu viteză de câțiva cm/s) și valuri de furtună (60 cm/s) ; b) curenți mării (100 cm/s) ; c) curenți oceanici de suprafață (80—200 cm/s) sau de fund. Se vor dezvolta șelfuri construite de maree (ex. : Golful Coreei, G. Californiei, G. Persic) și șelfuri construite de furtună (ex. : Marea Bering, ; șelful Oregon). Forma de mișcare a apei influențează deplasarea și dispersia sedimentelor în bazin, amestecul sedimentelor, distribuția faciesurilor (zonalitatea sedimentelor : grosiere în zona cu energie de bazin ridicată și fine în zona cu energie de bazin scăzută), aerisirea apelor, formarea structurilor construcționale și erozionale etc. Regimul hidrodynamic actual controlează acumularea sedimentelor *actuale* care se află în echilibru cu acesta ; în domeniul neritic „afflorează” și sedimente *relict* (care ocupă ≈ 70% din zonele de șelf și care nu sint în echilibru cu regimul hidrodynamic al sectorului respectiv). Din acest punct de vedere în sedimentele actuale se pot găsi și sedimente *palimpsestice*, preluate din alte cicluri geologice și intens prelucrate.

Oscilațiile de nivel. Mișcările eustatice pozitive și negative exprimate în timp geologic prin transgresiuni și regresii marine condiționează adâncimea de sedimentare (care crește la transgresiuni și scade la regresii), aportul de material terigen (mai abundent și progresiv grosier în timpul unei regresii, mai slab și progresiv fin în timpul unei transgresii), mecanismul de acumulare și geometria corpurilor de sedimente. Se disting, astfel : șelfuri transgresive, șelfuri de progradare, șelfuri de agardare.

Aportul de material și turbiditatea apei. În funcție de morfologia ariei sursă, poziția ei într-o zonă activă sau stabilă din punct de vedere tectonic și extinderea rețelei hidrografice care o drenează, rata de sedimentare poate fi mare (≈ 1000 cm/1000 ani) pe șelfurile interne și moderată (10—30 cm/1000 ani) pe șelfurile externe. În zonele de șelf cu aport de material clastic (ape „turbide”) dezvoltarea vieții și stabilitatea proceselor de autigeneză sint inhibate. Sedimentele clasice sint foarte variate din punct de vedere granulometric și morfometric. Natura lor mineralogică și petrografică reflectă constituția ariei sursă, care are frecvent o poziție extrabazinală și, mai rar, intrabazinală.

Poziția climatică a bazinului de sedimentare. Condiționează adesea litologia sedimentelor prin influența pe care o exercită temperatura aerului și precipitațiile asupra temperaturii apei și, respectiv, asupra salinității apei și echilibrului chimic din cadrul ei. Astfel :

- a) pe șelfurile din zonele temperate și reci (Marea Nordului, Marea Bering, Marea Ohojk) sedimentarea îmbracă un caracter terigen-siliciclastic ;
- b) pe șelfurile din zonele cu climă caldă, subtropicală și tropicală, sedimentarea îmbracă un caracter preponderent (coasta Florida, G. Mexic) sau exclusiv carbonatic (Pen. Yukatan, Arh. Bahama, NE-Australiei) ; în sectoarele lagunare se depun și evaporite.

Lumina. Condiționează dezvoltarea vegetației bentonice și pelagice și prin aceasta poate stimula sau inhiba procese biotice foarte variate (acrecie algală, bioconstrucția coralgală etc.); în zona *folică*, până la $-50 \dots -80$ m se extinde intervalul de existență a algelor care controlează aici și echilibrul CO_2 (respectiv precipitarea carbonaților); în zona *disfolică*, care se extinde în restul șelfului, lumina este difuză și favorizează dezvoltarea altor comunități de organisme.

Salinitatea. Este foarte variabilă, condiționată de aportul de ape dulci continentale și de regimul climatic; ea imprimă un facies salmastru ($S = 5-16\%$), un facies marin-normal ($S = 35\%$) sau hipersalin ($S > 50\%$). Astfel sînt condiționate procesele de autigeneză a carbonaților, sulfatilor, halogenurilor sau de creștere și mișcare a curenților de densitate, haloclini sau picroclini.

Conținutul de gaze. Apele din șelfurile deschise sînt, de regulă, oxigenate ($Eh > 0$), iar cele din șelfurile barate pot avea, uneori, și un Eh negativ. CO_2 crește cu adîncimea: este mai scăzut în sectoarele cu energie de bazin ridicată, temperatura mare și vegetație abundentă. Ambele gaze controlează procesele biotice și, respectiv, autigeneză oxizilor, carbonaților, fosfaților și sulfatilor (fig. 2.18).

Temperatura apei. La suprafață aceasta variază cu zona climatică ($6-7^\circ$ la 60° lat., 15°C la 40° lat., 24°C la 20° lat. și 26°C la ecuator), iar în adîncime se menține constantă, în jur de $5-8^\circ\text{C}$. În apele cu temperaturi medii anuale $> 21^\circ\text{C}$ este stimulată sedimentarea carbonatică chimică și biotică; în apele reci se pot forma noduli de mangan (Marea Albă, Marea Kerguelan).

Organisme specifice: foraminifere (Miliolide, Orbitolinide, Alveolinide, Numulitide), corali, briozoare, bivalve (rudiști), gastropode, anelizi, ostracode, echinoderme și alge codiacee (*Halimeda*) și coralinacee, silicoflagelate, coccolite, melobesice. Productivitate maximă a substanței organice pe șelful intern și diminuarea ei pe șelful extern.

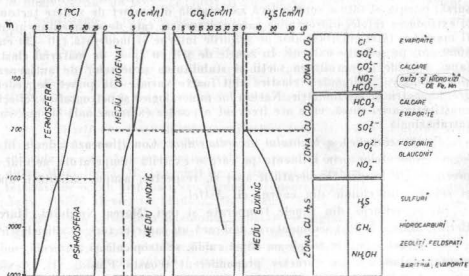


Fig. 2.18. Variația temperaturii și conținutului de gaze în apele de mică adîncime și cele adînci; sînt indicate și principalele produse chimice care se pot forma.

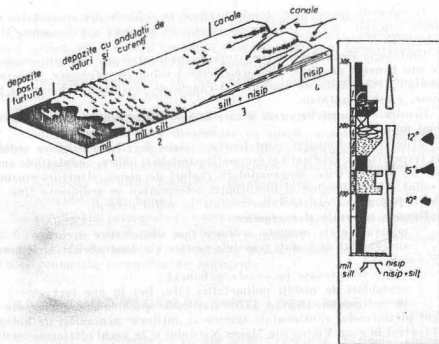


Fig. 2.19. Distribuția faciesurilor granulometrice în cadrul unui șelf siliciclastic deschis [51].

Procese și produse. În funcție de factorii care interacționează în cadrul unui subdomeniu ponderea proceselor este foarte diferită. La nivelul întregului sistem se desfășoară, însă, toate tipurile de procese mecanice, biotice și chimice, generând următoarele categorii de sedimente (fig. 2.19):

1) *sedimente siliciclastice*, în faciesuri ruditice, nisipoase și mloase, dominant cuarțoase, dar și polimictice; la latitudini mari sunt prezente sedimente glaciare. Parametrii granulometrici foarte variabili ($Md = 0,01 - 0,12$ și $So \text{ Trask} = 1 - 3$). Sedimentele nisipoase se pot asocia cu carbonați (ex.: Marea Neagră între Crimeea și Bosfor, G. Mexic între Rio Grande și Mississippi);

2) *sedimente biogene*, bioacumulate (*falune*), dar în special bioconstruite de către corali, alge și biozoare. Formează complexe recifale de o mare varietate petrografică: tip „bafflestone”, „bindstone”, „framestone” în zona platformei recifale (vezi cap. 4.3) și calcare clasice pe flancuri (de regulă, tranziții de la calcirudite, prin calcarenite, la calcilitute). În zonele insulare, pe recifii atoli, sedimentele sunt exclusiv carbonatice, iar pe șelfurile legate pe continent, sedimentele flancurilor interne și ale „lagunelor” pot fi contaminate cu material siliciclastic (ex.: Arh. Bahama, Marele recif barieră — NE Australiei, șelful Guatemalei, Platforma Kalimantan (Borneo) — Mindanao);

3) *sedimente autigene* din punct de vedere mineralogic sunt indeplinite condițiile precipitării carbonaților de calciu, fosfaților, glauconitului, oxizilor de fier și mangan, sulfatilor, halogenurilor. Din punct de vedere petrografic se individualizează: oolide, peloide, lumpuri, noduli, plăci, cruste, concrețiuni, ciment, pseudomorfoze, agregate de micrit și micrit magnezian (ex.: Arh. Bahama, coasta vestică a Africii și Australiei, Marea Baltică).

l) *sedimente piroclastice* : lapili și cenușă pe șelfurile din vecinătatea unor aparate vulcanice active (ex. : arcul insular al Japoniei și Filipinelor, Marea Tireniană).

Morfologia depozitelor : euverturi de nisip și strate de mil, cordoane, bare sau bancuri de nisip, platforme(terase) submerse litologice, structurale și acumulative, tălăi de canioane și canale de eroziune, bioherme și bios-trome, cîmpii subtidale.

Grosimea depozitelor : zeci și sute de metri ; în formațiuni vechi 5000 m și mai mult.

Structurile sedimentare sînt foarte variate și reflectă originea sedimentelor respective : stratificații și laminații paralele și oblice, ondulații de curent simetrice și asimetrice, megaondulații (valuri de nisip), structuri erozionale pe șelful intern, bioglife și bioturbații deformative în sedimente fine, bioturbații figurative (canale suborizontale în șelful extern).

Resurse minerale și energetice :

minerale grele asociate sedimentelor siliciclastice arenitice ;

concentrări de fosfați (coastele vestice ale Australiei și Africii, sudul Californiei) ;

oolite feruginoase pe coasta gaboneză ;

acumulări de noduli polimetaliici (Mn, Fe) în ape reci ;

în sedimentele relict și formațiunile sedimentare subiacente din cadrul platformelor continentale marine se întîlnesc acumulări de hidrocarburi (petrol în zona Viking din Marea Nordului și în vechi platforme recifale : Emiratele arabe = G. Persie) și cărbuni (Marea Japoniei).

Asociațiile litologice din diversele subdomenii de sedimentare : șelf siliciclastic construit de maree și valuri de furtună și șelf carbonatic sînt prezentate în coloanele litologice din figura 2.20.

Depozite vechi interpretate că s-au format în sistem de șelf se cunosc în diferite regiuni, de exemplu :

Pe șelfuri siliciclastice s-au format Gresia de Gallup, New Mexico (Cretacic superior) și formațiunea de Innerelo, Norvegia (Precambrian).

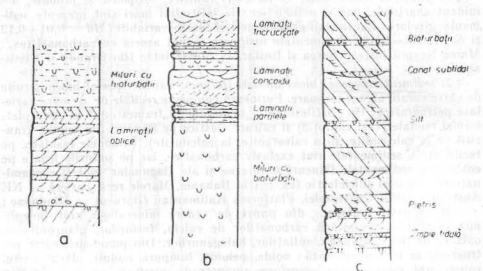


Fig. 2.20. Asociații litologice și structurale în cadrul sistemelor de șelf : transgresiv (a), de progradare (b) și de agradare (c) [32].

— Pe *șelfuri carbonatice* în climat subtropical au luat naștere Formațiunea de Casimcea din Dobrogea centrală (Jurasic superior), platforma carbonatică getică din Carpații Orientali (Jurasic superior), formațiunile carbonatice mezozoice din Alpi (Jurasic superior).

— În climat temperat au luat naștere formațiunile carbonatice din Suedia de sud (Cretacic superior).

Criterii de recunoaștere cu grad mare de certitudine :

- organisme cu mică diversitate de specii: corali, brahiopode artichulate, echinoderme, briozoare, foraminifere calcareoase, dasciadaceae;
- bioglifele și bioturbațiile din „faciesul” Cruziana, Skolitos;
- minerale de tipul fosfaților, glauconitul, chamositul;
- parametrii geochimici: rapoartele B/Ga, Li/Ga, Ca/Fe;
- corpusculele petrografice: oolide normale, lump-uri, oncoide, cortolide.

Cu grad de certitudine mai mic: parametri texturali (granulometria și morfometria depozitelor); structurile depozitionale mecanice, asociațiile faciale, geometria corpurilor de sedimente.

2.9. SISTEMUL BAZINELOR ADÂNCI („DEEP SEA“)

7200m
Domeniul de sedimentare cu ape adânci cuprinde „bazinele” suprapuse peste marginea continentală și bazinul oceanic în care adâncimea apelor este mai mare de — 200 m. El este, astfel, mărginit spre ariile continentale de sistemul de șelf și are un substrat alcătuit atît din litosferă continentală cît și din litosferă oceanică. Ocupă cea mai mare suprafață de sedimentare de pe glob.

Subsistemele separate după criteriul batimetrie și geomorfologie (relieful fundului) corespund cel mai bine necesităților impuse de particularitățile sedimentologice ale bazinelor. Astfel:

Adâncimea apei la interfața cu sedimentul	Zone batimetrice	Unități geomorfologice
— 200 m	batială	clinoforme = taluz (povrniș continental)
— 1 500 ; — 2 000	abisală	fondoforme { = piemont oceanic
— 5 000 ; — 6 000	hadală	{ = cîmpie abisală
		{ = fose

A. Subsistemul clinoformelor (domeniul batial)

Correspunde domeniului de pantă subacvatice din zona de margine continentală și include diverse tipuri de „bazine” marginale. Din punct de vedere morfologic, cuprinde praguri, suprafețe de povrniș, microcordiliere, canioane submarine și conuri cu pantă medii de 3—6° (uneori 15° — povrnișul Floridei, sau chiar verticale — povrnișul Arhipelagului Bahama).

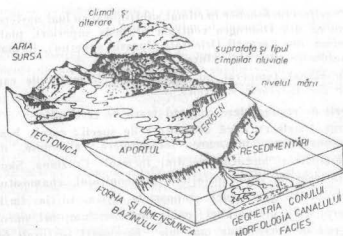


Fig. 2.21. Factorii care controlează sedimentarea în sistemul abisal [17].

Factori. Sedimentarea este controlată de sursa de material, morfologia fundului, energia gravitațională, regimul hidrodinamic și mai puțin de salinitate, temperatură, lumină (fig. 2.21).

Sursa de material poate fi :

a) de origine terigenă : sedimentele din extremitatea oceanică a zonelor de șelf (siliciclastice sau carbonatice), aluviunile aduse de marile fluvii prin albiile submarine până deasupra taluzului, depozitele vechi aparținând substratului continental și care „aflorează” în zona de povrniș (roci sedimentare epiclastice, calcare, roci piroclastice) ;

b) de origine pelagică : fracțiunea pelitică.

Morfologia fundului și energia gravitațională. Pantele înclinate reprezintă sectoarele de deplasare a sedimentelor, iar suprafețele plane cele de acumulare. Unghiul de pantă controlează viteza de înaintare a depozitelor și determină natura proceselor. Energia gravitațională crește direct proporțional cu valoarea acestui unghi.

Regimul hidrodinamic. Sistemul de curenți este determinat de :

- alunecarea pe pantă a elastelor și densitatea lor în apă (curenți de turbiditate cu densitate mare și mică, viteză ≈ 20 m/s) ;
- variațiile de salinitate (curenți haloclini) ;
- variațiile de temperatură (curenți termoclini).

Adesea, curenții termohalini sînt curenți de fund care se deplasează în lungul pantelor (de aceea se numesc și curenți de contur viteză ≈ 5 m/s) ; forța de transport este direct proporțională cu densitatea lor. Energia de bazin în sectoarele afectate de curenți de turbiditate este ridicată ; în zona curenților termohalini este scăzută.

Rata de sedimentare este mare și foarte mare : $10^{-1} \dots 10$ m/1 000 ani.

Geometria depozitelor. Sedimentele au grosimi foarte variabile, atingînd sute și mii de metri grosime și îmbrăcînd forma unor corpuri cu geometrie diversă : praguri de taluz (rampe de alunecare ; engl. = *apron*) ; prisme conuritice (în sectoarele centrale) ; cuverturi și conuri submarine (în partea bazală).

Procese și produse. Domeniul taluzal este dominat de procese mecanice; procesele biotice și chimice nu generează produse semnificative. În zonele superioare procesele sînt predominant erozive, iar în cele inferioare sînt preponderent acumulative. Mecanismele de sedimentare și resedimentare a clastelor sînt controlate de procesele gravitaționale, de pantă (fig. 2.22);

1) Transportul în masă se manifestă prin „căderi libere”, alunecări gravitaționale și curgeri gravitaționale exprimate spațial printr-o succesiune de depozite ruditice și arenitice care cuprind, din zona superioară spre cea inferioară: a) olistolite și acumulări de blocuri libere (engl. = *rock fall*), b) alunecări nestratificate (engl. = *slide și slump*); c) curgeri de sedimente (curgeri fluidizate, curgeri mîloase, (engl. = *grain flow, debris flow, mud flow*) (ex.: Marele Bank $7,6 \cdot 10^{11} m^3$);

2) Curenții de contur, cu densitate scăzută (curenți termoclinici) transportă și depun sub formă de conturite sedimente fine pelitice și siltice (ex. Curentul Arctic, pe marginea continentală estică a Americii de Nord).

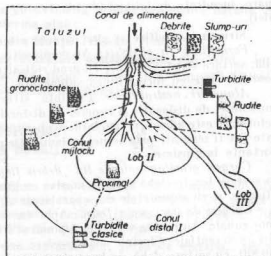


Fig. 2.22. Modelul distribuției sedimentelor la baza taluzului continental și principalele tipuri genetice și granulometrice [32].

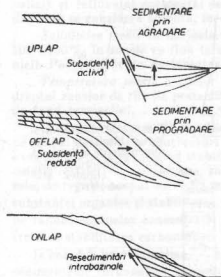


Fig. 2.23. Arhitectura sedimentelor din baza taluzului continental determinată de mecanismele de colmatare și natura substratului [32].

Colmatarea bazinelor, corelată cu oscilațiile de nivel ale mării, se realizează prin progradare și aggradare, conducând la trei modele faciale caracterizate printr-o arhitectură specifică (în nomenclatura anglosaxonă): offlapping, onlapping și uplapping (fig. 2.23).

Offlapping: produs de progradare (la regresiune), în bazine cu subsidență minimă, în lungul marginilor cratonice, asociat, cu delte de coastă și conuri de dejecție superioare (ex. = în extremitatea gurilor de vărsare ale fluviilor Ron, Mississippi, Nil, Niger);

Onlapping: produse recesionale (la transgresiune), care colmatează canioanele și formează praguri de taluz și conuri constructive (ex. = Yoakum Channel, Formațiunea Frio, Golful Coastei).

Uplapping: produse de aggradare acumulate în bazine cu subsidență

mare, încadrate de falii și plasate în zone de „vorland” (ex. coasta Californiei).

Structuri specifice și alte caractere sedimentologice :

Formațiuni cu olisloite. Au compoziție polimictică, granulometrie variabilă, sortare slabă, elemente cu grad ridicat de angulozitate, matrice pelagică, contacte nete cu formațiunea subiacentă.

Aluneări nestratificate. Prezintă structuri interne deformate, adesea convolute, de dislocație și rupere, de distorsiune și rulare ; suprafața straturilor deformate este adesea neregulată, acoperită de claste grosiere ; unitățile alunecate pot fi separate prin seturi cu lăminații paralele și prezintă modificări importante în grosime.

Curgeri gravitaționale de tip „debris flow” : claste într-o masă argilooasă cu sortare foarte slabă ; strate masive cu grosimi uneori mari, lipsite de stratificație, și cu suprafețele de separație neregulate.

Curgeri de tip „grain flow”. Apar ca strate groase, formând umplutura unor canale. Au partea superioară plană și structuri omogene, lipsite de orientări preferențiale. Clastele mai grosiere se află într-o matrice de nisip și/sau silt, cu sortare slabă. În baza straturilor sînt posibile granoclasări și filoane clastice ; pe talpa straturilor, caneluri de eroziune.

Conturite. Strate subțiri (< 5 cm grosime) cu limite nete în bază și „top”, predominant silteice și lutitice, bine sortate, cu stratificație gradată normală și inversă. Uneori, lăminații oblice marcate de minerale grele ; se dezvoltă paralel cu marginea bazinului.

Resurse minerale și energetice : strate groase pot fi colectoare foarte bune pentru hidrocarburi.

Asociațiile litologice specifice sînt redată în coloanele din figura 2.24.

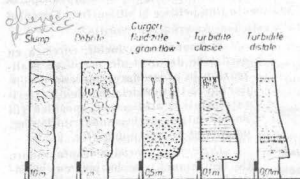
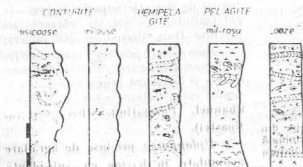


Fig. 2.24. Coloane litologice idealizate în sedimentele de apă adîncă (zona piemontului oceanic și a cîmpelor abisale) [17].



Depozite vechi, considerate ca avind la origine sedimente batiale acumulate într-un sistem de clinoforme sint :

- Olistostromele cretacice din Munții Trascău, România ;
- Calcarele de Adneth, cu alunecări nestratificate, din Alpi, Jura ;
- Curgerile gravitaționale din flisul cretacice din Carpații Orientali (România) și flisul mezozoic și cainozoic din Apenini.

B. Subsistemul fondoformelor (domeniul abisal și hadal)

Corespunde bazinelor oceanice care au drept fundament o litosferă oceanică și o adâncime de sedimentare mai mare de 2 000 m. Din punct de vedere morfologic cuprinde piemontul oceanic (pante de 1 : 100, 1 : 700), cimpurile abisale (1 : 1 000), cordilierele de rift și fosele.

Factorii care controlează sedimentarea sint sursa de material, regimul hidrodinamic, salinitatea, temperatura apelor, conținutul de gaz, procesele de rift și activitatea biotică.

Sursa de material :

a) aportul terigen din zona taluzului prin intermediul curenților de turbiditate ;

b) materialul pelagic, de larg oceanic, reprezentat prin suspensii fine și organisme (micro.) planctonice și material grosier (accidental) provenit prin topirea blocurilor plutitoare de gheață ;

c) contaminarea cu produse endogene emanate în lungul zonelor de rift sau prin vulcanism subacvatic.

Regimul hidrodinamic. Este dominat de curenți oceanici de fund (termohalinii) și influențat accidental de reflexele curenților de turbiditate. Energia de bazin se consideră scăzută, iar mediul calm, liniștit.

Salinitatea medie în bazinele oceanice este de 34,8‰, dar poate depăși 100—150‰ în zonele cu flux termic ridicat (ex. Marea Roșie, Golful Californiei). Poate influența declanșarea unor curenți haloclini.

Temperatura medie a apelor este de 4°C...—1°C, dar crește vizibil în dreptul zonelor de rift (la peste 40°...60°C) și determină apariția unor curenți de fund termoclini.

Conținutul de gaze. O_2 scade direct proporțional cu adâncimea, ajungind pe fundul bazinelor la conținuturi de 1 cm³/l ; suprafața de sedimentare poate avea un $Eh > 0$, favorizind stabilitatea oxizilor de Mn, Fe. În bazinele cu circulație restrictivă, semiînchise, sub nivelul pragurilor O_2 dispăre, iar locul lui este, de regulă, ocupat de H_2S ; mediul devine *euzinic*, favorizind conservarea substanței organice și stabilitatea sulfurilor. CO_2 crește cu adâncimea atingind pe fundul oceanelor concentrații de 25 cm³/l ; conținutul de CO_2 în apă controlează stabilitatea carbonaților. Limita de compensație a carbonaților (CCD) — la cea 4,5 km adâncime — și lysoclina $CaCO_3$ explică repartitia sau lipsa sedimentelor carbonatice în și din zonele abisale (sau hadale).

Procesele de rift. Fluxul termic ridicat, aportul de gaze (CO_2 , H_2S , Cl^- , SO_4^{2-}), și de coloizi metalici (Zn, Cu, Fe, Mn, Al) modifică vizibil condițiile de sedimentare din zonele respective.

Organisme specifice: nanoplanton (coccolite), alge și microorganisme pelagice (diatomee), radiolari, globigerine, pteropode, silicoflagelate, spiculi de spongeri; organisme bentonice rare.

Procese și produse. Sedimentarea în mări deschise este dominată de evenimente „normale”; acumularea verticală a materialului fin de origine terigenă cu o rată de 0,1–1 mm/1 000 ani și/sau biogenă cu o rată de 1–5 cm/1 000 ani, și de procese chimice de autigenază a unor compuși de Fe, Mn, S etc. (cu o rată de 1 cm/10⁵...10⁶) ani). Zonele marginale ale bazinelor oceanice corespunzătoare piemontului („continental rise”) sînt acoperite cu material terigen provenit prin evenimente accidentale sau întîmplătoare din zona taluzului: *turbidite*.

Sedimentele piemontului oceanic

Turbiditele sau produsele curenților de turbiditate, îmbracă faciesuri proximale, grosiere, în apropierea taluzului, și faciesuri distale, fine, spre largul oceanului; se întîlnesc în toate bazinele oceanice în apropierea marginilor continentale; uneori ajung și în fose. Din punct de vedere litologic se identifică turbiditate siliciclastică și turbidite carbonatice, cu foarte multe caractere comune: formează depozite cu grosime mai mare în apropierea sursei și mai redusă în sensul de transport al materialului; se extind pe suprafețe largi:

- cuprind alternanțe de sedimente fine (argile, siltite, calcilitute) cu sedimente grosiere (nisipuri, calcarenite);

- depozitele sînt moderat sau slab sortate și conțin cantități mari de fracțiune argiloasă;

- asociațiile turbiditice au limita inferioară netă și evidențiată de structuri erozionale direcționale, iar limita superioară se pierde treptat în formațiunea acoperitoare;

- de obicei sînt lipsite de fosile.

Curenții de turbiditate cu densitate scăzută generează nivele turbide (sau *nepheloide*) mloase, puțin stabile.

Structuri specifice: stratificații gradate cu granoclasare normală; stratificație ritmică determinată de succesiunea unor secvențe Bouma; numeroase mecanoglife (caneluri de eroziune, riduri de dragaj).

Resurse: corpurile de turbidite pot reprezenta bune colectoare pentru hidrocarburi.

Depozite vechi de piemont oceanic se cunosc în flișul Carpaților Orientali; în unele depozite triasice din zona Tulcea; în flișul paleogen din Carpații Polonezi; în depozitele plio-pleistocene din bazinul Ventura-California.

Sedimentele cîmpiilor abisale (fig. 2.24)

1) *Sedimente pelagice* cu < 25% fracțiune terigenă, vulcanogenă sau neritică de dimensiuni > 5 μ m și *Md* < 5 μ m, reprezentate prin:

- a) argile pelagice (argila roșie) < 30% bioclaste carbonatice sau silicioase;

b) miluri organogene („ooze”) cu $> 30\%$ bioclaste, reprezentînd miluri carbonatice (marne, crete) și miluri silicioase cu radiolari, cu diatomee.

2) *Sedimente hemipelagice* cu $> 25\%$ fracțiune terigenă, vulcanogenă sau neritică cu dimensiuni $> 5 \mu\text{m}$ și $Md > 5 \mu\text{m}$ reprezentate prin :

— miluri calcareoase („calcilitite”) cu $> 30\%$ CaCO_3 și bioclaste (foraminifere, nanoplancton) ;

— miluri terigene cu $< 30\%$ CaCO_3 , dominate de cuarț, feldspați și mîce ;

— miluri vulcanogene : cenușă, palagonite.

3) *Sedimente autigene* de precipitație, sin- sau postdepoziționale în raport cu sedimentele pelagice și hemipelagice :

— chert-uri (silicolite) ;

— calcare pelagice ;

— noduli polimetaliici (de Mn, Fe, Cu, Ni, Co) ;

— miluri cu sulfuri, zeoliți și baritină.

4) *Sapropelite* : acumulări de substanță organică și argile negre.

Structuri specifice : lămînății paralele și structuri de tipul varvelor ; suprafețe de strat plane și rare bioturbații ; structuri diagenetice de remobilizare și concreționare a siliceii, fierului și manganului.

Resurse (foarte variate) : miluri sapropelice, sulfuri de Cu, Zn, Fe, oxizi de Mn, Fe, baritină.

Depozite vechi rezultate din sedimente abisale asociate cu complexe ofiolitice :

— argilitile și radiolaritele jurasice din Munții Drocea ;

— argilele negre și silicolitele cambrian-ordovicience din Scoția ;

— silicolitele manganifere și calcarele albe mezozoice din Apeninii Ligurici ;

— argilele negre cu sulfuri din masivul Troodos, Cipru ;

— nodulii de mangan și argilele roșii cretacee din Timor.

Sedimentele foselor

Au fost apreciate indirect prin profile de reflexie seismică, la adîncimi ale apei de 6 000—11 512 m (Fosa Cook). Au grosimi variabile : 100—200 m în fosele Tonga și Peru—Chile din Oc. Pacific și mai mari de 1 500 m în Fosa Puerto Rico (Oc. Atlantic) și Fosa Kamceatka (Oc. Pacific). În constituția lor intră sedimente hemipelagice (Fosa Mariane, Fosa Filipine) și turbidite (fosele Puerto-Rico și Peru Chile). În nivelele superioare prezintă stratificație gradată (nisip-silt-argilă) și nu sînt deformate tectonic.

Criterii de recunoaștere pentru depozitele sistemului de mare adîncă :

- repetarea monotonă a unor secvențe pelitice și carbonatice cu lami-nație paralelă de ordinul mm ;
- alternanța unor strate mai groase de sedimente carbonatice cu strate mai subțiri de marne ;
- structuri sedimentare care indică curenți sporadici și alunecări sub-marine ;
- suprafețe de stratificație cu „hardground” și structuri de dizolvare ;
- din punct de vedere petrografic claste resedimentate, claste cu cruste de mangan, silicolite abundente, sedimente negre datorită sulfurilor de fier, acumulări de glauconit sub planele de discontinuitate ;
- microorganisme sesile incrustate cu Mn și Fe ;
- absența borings-urilor algale ;
- nivele de faună condensată.

....Din sinul vecinului ieri
Trăiește azi ce moare,
Un soare de s-ar stinge-n cer
S-aprinde iarăși soare..."

MIHAI EMINESCU

3. PROCESE POSTDEPOZIȚIONALE (DIAGENEZA SEDIMENTELOR ȘI ROCILOR)

Sedimentele acumulate într-un anumit sistem depozitional trec — prin îngropare progresivă sub o altă stivă de sedimente și în timpul scoaterii lor din mediul de depunere, grație tectogenezei — în *roci sedimentare*. Procesele care le afectează au, evident, caracter postdepozitional și sint controlate, în special, de factori fizici (presiune, temperatură) și chimici (natura soluțiilor din spațiul interstițial și reacțiile lor cu fazele minerale existente, pH-ul, Eh-ul). Consecințele acestor procese, foarte variate, de altfel, din punct de vedere calitativ, se concretizează în consolidarea și litificarea sedimentelor mobile, în creșterea gradului lor de coeziune și individualizarea, în cele din urmă, a rocilor sedimentare. Drumul între sediment și rocă este, astfel, lung și reprezintă adaptări permanente ale constituenților minerali și ale parametrilor texturali și structurali la „factorii de mediu” dintr-un anumit moment și loc. Printr-un termen general, aceste „adaptări” ale sedimentelor inițiale sint cunoscute sub denumirea „transformări diagenetice”, iar **DIAGENEZA**, în sensul său cel mai larg, se constituie într-o etapă fundamentală din evoluția depozitelor sedimentare, definită ~~prin~~ totalitatea proceselor fizice și chimice inclusiv biochimice, care afectează sedimentele după depunere, în timpul îngropării lor până la limita cu metamorfismul sau în timpul exondării până la limita cu alterarea exogenă. Ambele limite sint greu de trasat, dar folosirea simultană a unor criterii mineralogice, geochimice, texturale și structurale rezolvă, de cele mai multe ori, dilema cercetătorului. Noile metode de investigație — difracția RX, microscopia electronică, analiza cu microsonda electronică, catodoluminiscența, studiul incluziunilor fluide și al izotopilor stabili — au avut o contribuție esențială la ridicarea gradului de certitudine în recunoașterea produselor diagenetice și, implicit, la precizarea mecanismelor generatoare. Studiul proceselor exogene postdepozitionale sau al diagenezei în sens larg se inserie, astăzi, ca o pagină fascinantă în cercetarea formațiunilor sedimentare și în descifrarea căilor și etapelor prin care un sediment a devenit rocă sedimentară.

Conținutul pe care termenul „diageneză” l-a sugerat în 1868, cind von Guembel l-a utilizat pentru prima dată pentru a desemna „procesele care ac-

ționează asupra sedimentelor după depunere" este, azi, considerabil schimbat. Înțelegerea lui presupune o cunoaștere a cadrului și factorilor ce controlează procesele și, respectiv, produsele formate în fiecare etapă din istoria postdepozițională a unui sediment.

3.1. CADRUL ȘI FACTORII DIAGENEZEI

În raport cu un volum de sedimente luat „în discuție”, cadrul diagenezei — aparent static după natura postdepozițională a proceselor care o definesc — este constituit din „spațiul interstital” determinat de relațiile mutuale dintre constituenții minerali ai sedimentului respectiv și de poziția sa geologică — (mediu de acumulare); subaerian sau subacvatic (dulcicol, salmastru, salin și/sau hipersalin). Poziția sa geologică determină direct natura fluidului ce umple acest spațiu și, implicit, compoziția soluțiilor care vor controla o parte din procesele diagenetice.

Modificările postdepoziționale din masa sedimentelor respective sînt strict controlate de starea termică și barică a „sistemului” considerat și de caracterele granulometrice, morfometrice și compoziționale ale constituenților care delimitează acest spațiu; mișcarea fluidelor prin pori și interacțiunea lor cu fazele minerale conferă, însă, diagenezei, un evident caracter dinamic.

3.1.1. Configurația spațiului interstital

Sistemul de goluri depoziționale din masa unui sediment este sinonim cu „porozitatea primară” a acestuia și rezultă din modul de aranjare al particulelor sedimentare — claste, bioclaste, cristale — și din contactul dintre ele.

Contactele dintre marginile particulelor acumulate mecanic sau chimic pot fi (fig. 3.1):

— „libere”, atunci cînd granulele considerate (avînd aceeași origine, fie alogenă, fie autigenă) nu se ating între ele și „plutesc” într-o masă minerală mult mai fină; este cazul clastelor groșiere din diamictite;

— tangențiale sau punctuale, cînd granulele se ating tangențial în cîteva puncte și au multe margini nefixate; porii rămași comunică între ei (ex. cazul sedimentelor arenitice cu sortare foarte bună și al gresiilor derivate din ele);

— liniare, în cazul clastelor aplatizate sau al filosilicaților care vin în contact, deseori, în unghi suprafeței din planul „ab”; imaginea contactelor în plan transversal este liniară, iar spațiile libere lăsate de astfel de contacte sînt reduse ca volum;

— concav-convexe, urmind în planul unei secțiuni transversale o linie curbă; granulele sînt, de regulă, echidimensionale, au multe margini fixate și, de aceea, lasă o porozitate redusă; agregatul este compact, iar granulele dau senzația

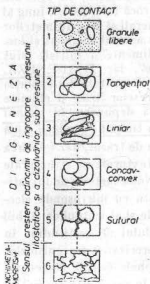


Fig. 3.1. Tipuri de contacte între granule ordonate în sensul creșterii adâncimii de îngropare și a presiunii litostatice [5].

că se mulează unele pe altele; caracterizează sedimente acumulate rapid, sub stive groase:

— suturale, cînd rezultă prin îndințarea (intrepătrunderea) a două sau mai multe cristale; în plan, ele capătă imaginea unei linii frînte și caracterizează produsele separate prin cristalizare din soluții (sau, cînd se realizează între claste, al dizolvării sub presiune); porozitatea lăsată este foarte redusă.

Modul de aranjare a particulelor sedimentare în cadrul unui sediment lasă un spațiu neocupat care exprimă, pentru un anumit volum, porozitatea sa. Ea se consideră absolută sau totală (P_t) cînd exprimă raportul dintre volumul total al porilor (V_p) și volumul total al depozitului considerat (sediment, rocă) și se calculează cu relația

$$P_t = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100.$$

Porozitatea se consideră efectivă (P_e) cînd exprimă doar raportul dintre volumul porilor interconectați (V_{pi}) și volumul total al rocii (V_t); se calculează după relația

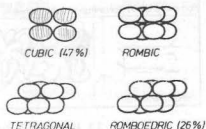
$$P_e = \frac{V_{pi}}{V_t} \cdot 100$$

și exprimă spațiul interstițial prin care pot circula fluide.

Porozitatea este o proprietate caracteristică tuturor categoriilor genetice de sedimente — mecanice, chimice, biolice — și apare dependentă de diametrul și/sau forma granulelor și de modul lor de „împachetare”.

Astfel, sedimentele grosiere — rudite și arenite au o porozitate primară de 40—50%, pe cînd cele fine lutlice posedă o porozitate mult mai mare (50—80%). În depozitele cu sortare foarte bună, de genul nisipurilor eoliene, oscilează în jurul valorii de 35%, iar în cele cu sortare slabă, cum ar fi tilitele sau diamictitele, porozitatea crește pînă la 50%. Datele experimentale au pus în evidență influența pe care o are modul de aranjare (împachetare) a clastelor (sau cristalelor) asupra valorilor pe care le poate atinge porozitatea. Sedimentele cu o împachetare compactă — de timp romboedru — ajung să aibă o porozitate de 26%, iar sedimentele alcătuite din particule împachetate „afinat” — tip cub — ajung la o porozitate de 17% (fig. 3.2).

Fig. 3.2. Modificarea volumului porilor în funcție de modul de împachetare a unor particule de formă sferică [43].



Tipurile structurale și genetice de pori care apar în sedimente imediat după acumularea lor pot fi:

- în depozite mecanice: pori interparticule, pori prin „protecție”;
- în depozite chimice: pori intercrystalini;
- în depozite biotice: pori intraparticulare, pori de cadru scheletic;
- în depozite mixte (mecanice și biotice): pori fenestrali, pori de bioturbajie (fig. 3.3).

Porii interparticule se dezvoltă între claste, ooide, pelete, bioclaste și capătă o configurație morfologică foarte variată; particulele cu contacte tangențiale dezvoltă o porozitate mai bună decât cele cu contacte liniare sau suturale și, de aceea, pot găzdui cantități mai mari de fluide.

Porii de protecție caracterizează sedimentele hibride, bogate în bioclaste ce au o concavitate bine exprimată și care acoperă un grup de granule ce formează o lamină plană. Astfel, apar un efect de umbrelă și pori de dimensiuni foarte diferite.

Porii intercrystalini caracterizează sedimentele precipitate chimic-dolomite, evaporite — care au texturi idiotopice și hipidotopice, adesea inacrocrystaline; porozitatea totală a acestor depozite poate atinge 30%, dar porozitatea efectivă este mult mai mică.

Porii intraparticulare caracterizează bioclastele „camerate” (foraminiferele, de exemplu) și ooidul cu nucleul parțial dizolvat. Ei pot atinge dimensiuni mari, dar porozitatea efectivă a sedimentului rămâne foarte redusă.

Porii de cadru scheletic caracterizează sedimentele recifale și reprezintă, în special, golurile dintre brațele organismelor coloniale — corali, briozoare, alge — adesea colmate cu fracțiune ruditică ($P_t = 5\%$) sau fracțiune arenitică ($P_t = 10-15\%$); în aceste cazuri porozitatea efectivă capătă valori apropiate de porozitatea totală.

Porii fenestrali, de formă discoidală sau globulară, apar în sedimentele mloase alge în timpul descompunerii substanței organice și eliberării perio-

POROZITATE DEPOZIȚIONALĂ (PRIMARĂ)			POROZITATE POSTDEPOZIȚIONALĂ (SECUNDARĂ)			
						
Pori interparticule	Pori prin „protecție”		Vacuole	Caverne	Canale	Mulaje
			PRIN RECRISTALIZARE		PRIN DEFORMĂRI MECANICE	
Pori intercrystalini	Pori intraparticulare	Pori de cadru scheletic				
			Pori intercrystalini		Fisuri, cleaje	
			PRIN CIMENTARE INCOMPLETĂ		PRIN SIMEREZĂ	
Pori „fenestrali”	Pori în argile - tip „Tan”					
			Pori remanenti		Pori de contracție	

Fig. 3.3. Principalele tipuri de pori din sedimente.

dice a gazelor; se aliniază în planul laminelor și nu comunică între ei întotdeauna.

Porii de bioturbație se conservă în sedimentele lutitice, aproape de interfața sediment/apă, și au forme și dimensiuni foarte variabile. Ei pot realiza legătura cu pori de altă natură, ceea ce face ca porozitatea efectivă a sedimentelor să crească mult.

3.1.2. Soluțiile interstițiale ?

Spațiul poros al sedimentelor este ocupat de fluide reprezentând soluții lichide cu un conținut variabil de gaze: CO_2 , O_2 , H_2S , CH_4 etc. Compoziția soluțiilor exprimă fidel mediul de depunere și corespunde, astfel, la trei categorii genetice importante:

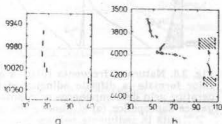
1. În sistemele continentale subacriene, soluțiile interstițiale au compoziția apelor meteorice, sînt ușor acide și oxigenate și circulă descendent. În mediile continentale subacvafice, — lacuri, sisteme fluxio-deltaice — apele interstițiale se consideră dulci (cu salinitate de 1 g/l) și nu se află în echilibru chimic cu clastele. Modificarea compoziției lor este dependentă de variațiile pe care le declanșează vis-à-vis de natura chimică și mineralogică a sedimentelor în care se găsește.

2. În sistemele marine, soluțiile interstițiale au o compoziție relativ constantă și foarte apropiată de valoarea medie a salinității apelor marine (35‰); ele sînt în echilibru cu clastele cu care vin în contact și, de aceea, interacțiunea cu acestea este mai redusă. La interfața sediment/apă, în mările deschise se instalează un „mediu chimic” alcalin și oxidant, iar în mările cu circulație restrictivă un mediu acid și reducător;

3. În sistemele „evaporitice” — domenii sabkha de coastă, sabkha continentală, lagune — apele interstițiale sînt hipersaline ($S = > 50\text{‰}$) și manifestă tendința de a circula ascendent. Ele au un caracter alcalin preponderent și, adesea, oxidant. Interacțiunea lor cu sedimentele este condiționată de natura mineralogică a acestora: mai slabă în argile și mai puternică în sedimentele carbonatice.

Compoziția fluidelor interstițiale din mediul de acumulare a sedimentelor se poate modifica în timp și, adesea, prin îngroparea progresivă a acestora, sub influența contaminării cu ape juvenile sau dizolvării fazelor minerale metastabile și instabile din constituția acestor sedimente. Schimbarea compoziției acestor soluții poate fi determinată și de granulația sedimentelor respective. Astfel, în sedimentele arenitice în curs de îngropare, clorinitatea apelor se conservă mult timp și păstrează valori mari, apropiate de cele de la interfața sediment/apă. În schimb, în sedimentele pelitice, argiloase, clorinitatea inițială este mai scăzută (prin aceasta exprimîndu-se capacitatea de adsorbție a mineralelor argiloase) și tinde să crească odată cu adîncimea (fig. 3.4).

Fig. 3.4. Clorinitatea apelor interstițiale în sedimente pelitice și arenitice situate la diferite adîncimi [43].



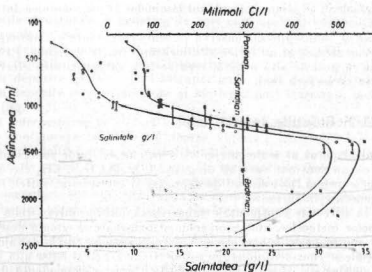


Fig. 3.5. Salinitatea apelor interstițiale în depozitele calnozoice din Bazinul Vienei [43].

Variațiile de compoziție a soluțiilor interstițiale de la un loc la altul în masa sedimentului și, în ansamblu, față de compoziția mediului acvatic în care se găsesc, declanșează difuzia (circulația) ionilor dintr-un sector în altul și/sau din sediment spre „bazin” și invers. În tendința de a se stabili un echilibru între „ocean” și fluidele interstițiale cu I, Ba, F, P, Li, Mn trec din sedimente în bazin, iar B, K, Mg, SO_4 sunt adsorbiți de sedimente. În apele dulci,

la interfața sediment/apă se manifestă o tendință de concentrare a Fe, Mn, Pb, Co, Ni. Adesea, sursa unor metale în sedimentele lacustre sau marine este legată de prezența lor în aceste soluții sub formă de coloizi complecși (fig. 3.5).

Prezența substanței organice în sedimente sau abundența algelor și bacteriilor aproape de interfața sediment/apă contribuie de asemenea la modificări importante în compoziția soluțiilor din spațiul poros. Când substanțele organice intră în descompunere crește alcalinitatea fluidelor și conținutul de amoniu, prin intermediul unor reacții de tipul (fig. 3.6) :

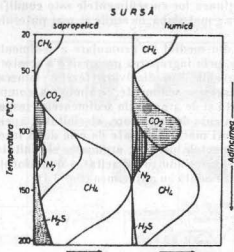
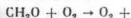
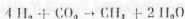
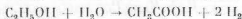


Fig. 3.6. Natura și frecvența relativă a gazelor formate la diferite adâncimi și temperaturi prin descompunerea substanței organice sapropelice (a) și humice (b) conținută în sedimente pelitice [43].

Iar cînd grupările SO_4^{2-} sînt reduse de către bacterii se poate forma melan și CO_2 :



Dezechilibrele chimice din fluidele interstițiale, indiferent de cauzele care le generează, provoacă coroziuni, substituții și germeni cristalini — minerale autigene diverse — ce cristalizează sub formă de „ciment”.

Viteza de deplasare liberă a fluidelor poate ajunge pînă la 10 cm/zi sau, în cazul difuziei ionice, pînă la 1 cm/zi.

3.1.3. Factori termo-barici

Evoluția mineralogică și structurală a unui sediment imediat după acumulare este dependentă de presiunile care-l afectează și de valorile termice ale ambianței în care ajunge.

Presiunea. Procesele diagenetice sînt influențate de presiunea geostatică (litostatică) și presiunea hidrostatică, ambele fiind o funcție directă a adîncimii de îngropare a sedimentelor respective.

Presiunea geostatică rezultă din greutatea coloanei de sedimente pe o anumită suprafață și crește pentru fiecare km cu 250–300 bar. În zonele de limită cu metamorfismul, presiunile realizate pentru adîncimi de îngropare de cea 10 000 m ating 4–5 kbar și reduce la maximum porozitatea depozitelor (sub 10%).

Presiunea hidrostatică corespunde greutății coloanei de apă asupra unei anumite suprafețe și poate atinge valori de 100 bar pentru fiecare km adîncime în scoarță. Ea se exercită, în special, în pori și fisuri (de aceea este cunoscută și sub denumirea „presiunea fluidului interstițial”) și catalizează solubilizarea mineralelor. P_{H_2O} este influențată și de valoarea gradientului geotermic, care determină trecerea apei din stare lichidă în stare de vapori (punctul critic al apei este atins la cea 220 atm și 350°C). În cazul în care $P_{H_2O} > P_g$ se strică echilibrul baric al rocilor și se nasc fisurile și fracturile.

Diagrama din figura 3.7 evidențiază relația dintre presiunea hidrostatică, presiunea litostatică și presiunea porilor (P = presiunea fluidului interstițial). Presiunea efectivă ($P_e = \sigma$ sau „stress”-ul efectiv), la contactul dintre granule scade pe măsura creșterii presiunii porilor (sau a „supra-

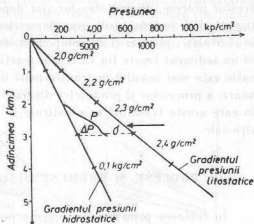


Fig. 3.7. Evoluția gradientilor de presiune geostatică și hidrostatică în funcție de adîncimea de îngropare și raportul lor față de presiunea porilor și presiunea efectivă la contactul dintre granule [43].

sarcinii" $= \Delta P$) pentru orice adâncime luată în considerare; ea devine zero fiind presiunea porilor atinge valoarea presiunii geostatice și se poate calcula cu relația

$$P_e = P_g - P.$$

Temperatura. Transformările diagenetice sînt mai puțin influențate de variațiile termice ale atmosferei ($+58^\circ \dots -83^\circ \text{C}$) și mai mult de modificările determinate de valoarea gradientului geotermic sub pătura cu temperatură constantă din zona superioară a scoarței (și ea variabilă ca adâncime de la 5 m în zonele ecuatoriale la 100 m în zonele polare). Sub acest nivel, temperatura crește progresiv cu adâncimea de îngropare și atinge la limita cu metamorfismul valori de $150-200^\circ \text{C}$. Ridicarea temperaturii în mediul diagenetic determină creșterea solubilității gazelor în apă (O_2), accelerează viteza de desfășurare a reacțiilor chimice și declanșează transformări în stare solidă (recristalizări). De exemplu, viteza de reacție în transformarea opal $\rightarrow$ cuarț este de 47 ani la 200°C , de 36 000 ani la 100°C și de 180 mil. ani la 20°C . Efectele creșterii temperaturii în timpul îngropării progresive a sedimentelor sînt variate și constau, în principal, în:

- modificarea gradului de solubilitate a mineralelor;
- reducerea capacității de hidratare a unor ioni care, astfel, rămîn disponibili pentru formarea de minerale stabile în condiții de adâncime mare (de ex. Mg^{2+} , Fe^{2+} în dolomit, la $60-100^\circ \text{C}$, la 2--3 km);
- eliberarea apei din rețeaua mineralelor hidratate (montmorillonitul trece în illit prin adsorbție de K^+).

3.1.4. Natura petrografică a sedimentelor

Suprapunerea proceselor diagenetice peste un volum de sedimente va determina trecerea acestora în roci, dar, adesea, calitatea și intensitatea acestor procese, diversitatea lor sînt dependente nu numai de factorii menționați ci și de trăsăturile granulometrice și morfometrice ale particulelor ce le alcătuiesc, precum și de compoziția mineralogică. Apare ca evident faptul că un sediment foarte fin va fi mai reactiv decît unul grosier, iar unul carbonatic este mai sensibil la transformări decît unul argilos. Analiza, în continuare, a proceselor și produselor diagenetice va reliefa, de fiecare dată, modul în care aceste trăsături se constituie în factori ai transformărilor postdepoziționale.

3.2. PROCESE ȘI PRODUSE DIAGENETICE

În tratarea principalelor procese postdepoziționale responsabile de liti-
ficarea sedimentelor se va avea în vedere, ca și în cazul proceselor depoziționale, criteriul genetic. Vom analiza astfel „mecanisme” fizice, fizico-chimice și chimice, stimulate sau nu de existența fluidelor interstițiale și produsele generate de acțiunea lor -- minerale de neoformație sau structuri diagenetice.

3.2.1. Procese fizico-mecanice. Compactizarea sedimentelor

Cresterea grosimii unui sediment pe măsura acumulării sale are drept efect creșterea proporțională a presiunii geostatice exercitată în masa sedimentului de propria sa greutate sau/și de greutatea sedimentelor care se acumulează peste el. Modificările care apar în sedimentele necoezive și neconsolidate sînt de esență mecanică și vizează, în primul rînd, tasarea sau compactizarea lor și, deci, reducerea volumului inițial prin micșorarea porozității și eliminarea apei interstițiale; acest proces se derulează adesea paralel cu aranjarea mecanică a particulelor ce constituie sedimentul și generează transformări importante în structura depozitelor. Rata schimbărilor de volum (V) în raport cu presiunea aplicată pe unitatea de volum (σ) poate fi evaluată drept compresibilitatea sedimentului respectiv și se exprimă prin relația

$$c = - \frac{1}{V} \cdot \frac{\partial V}{\partial \sigma}$$

Compactizarea sedimentelor elastice este dependentă de următorii factori:

a) proprietăți ale particulelor sedimentate și ale fluidelor interstițiale (dimensiune, formă, natură mineralogică și chimică, impurități superfetale etc.);

b) proprietăți ale masei de sedimente (grosime, greutate, grad de sortare, modul de împachetare a clastelor, porozitate și permeabilitate, orientarea grafulor și structura internă);

c) factori dinamici: rata de sedimentare în bazin, gradientul geotermic, dinamica fluidelor în sediment, tectonica mediului ambiant etc.

Indiferent de natura factorilor care acționează, efectul compactizării este direct proporțional cu timpul scurs din momentul îngropării sedimentului respectiv și se manifestă cu intensitate maximă între 500 și 1 000 m adîncime. Deformările ductile de la adîncimi mai mari au drept consecință împachetarea mai densă a clastelor și creșterea suprafeței de contact dintre acestea contribuie la reducerea presiunii efective la contactul dintre granule. Cîteva relații între compactizare, granulometrie, mineralogie și variațiile porozității sînt redată prin curbele din figura 3.8.

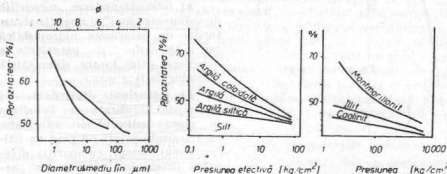


Fig. 3.8. Relațiile care se stabilesc între dimensiunile granulelor și compoziția mineralogică a sedimentelor și porozitate, în timpul îngropării la diferite presiuni (kg/cm²) [24].

Astfel, se poate remarca faptul că acțiunea compactizării este mai evidentă în sedimentele pelitice fine decît în cele arenitice grosiere și că procesul, în cazul sedimentelor slab sortate, afectează mai mult particulele ruditice decît cele nisipoase, fine, care se vor regrupa în spațiul lăsat de galeți. În timp, prin compactizare, fracțiunea fină a unor astfel de sedimente tînde să devină liant al fracțiunii grosiere și să constituie, astfel, matricea acestei fracțiuni.

Paralel cu compactizarea și deci cu îngroparea progresivă a sedimentului, descreșterea porozității în nisipuri se realizează mai repede imediat după îngropare și mai lent cînd îngroparea a atins adîncimi mari. Evoluția unui sediment pelitic, argilos, urmează un comportament invers. Compresibilitatea, determinată experimental pentru nisipuri și argile se înscrie între valori, de asemenea, distincte (între $7,4 \cdot 10^{-4}$ și $3 \cdot 10^{-5}$ psi⁻¹ (1 psi⁻¹ = 14,223 kg/cm²) în cazul unor arenite medii și $5 \cdot 10^{-4}$... $2,9 \cdot 10^{-5}$ psi⁻¹ în cazul unor argile bentonitice.

Dincolo de aceste aspecte, efectele cele mai spectaculoase ale fenomenelor de compactizare sînt sesizate în bazine cu rată mare de sedimentare, în care vin în contact depozite neconsolidate („moi”) cu porozitate și plasticitate distincte. Cîșterea presiunii de suprasarcină în masa unor astfel de sedimente sau la limita dintre ele are drept consecință, în paralel cu reducerea porozității pînă la valori limită de 5–10%, eliminarea lichidului interstițial și rearanjarea mecanică a particulelor (fig. 3.9). Structurile interne care se nasc — structuri de suprasarcină („load structures”) — sînt generate de fenomene locale sau areale de lichiefiere, fluidizare și deformări hidroplastice foarte asemănătoare ca mecanism cu cele ce controlează apariția curgerilor gravitaționale. Rearanjarea mecanică a elastelor schimbă contactele pe care acestea

le-au avut în momentul depunerii. Particulele aplatizate și columnare ajung să aibă contacte liniare, iar cele izometrice, sferice, la adîncimi de cîteva mii de m. tînd să capete contacte suturale.

Interacțiunea elastelor cu apa și eliminarea ei treptată prin creșterea presiunilor de suprasarcină generează efecte distincte, cum ar fi: (fig. 3.10):

a) întrepătrunderea corpurilor de sedimente „moi” și apariția structurilor de deformare hidroplastică sau a „pungilor” și „pernelor” de lichiefiere prin tasare diferențială (pseudogaleți);

b) intruziuni discordante de sedimente fluidizate și lichiefiate în masa sedimentelor adiacente, caracterizate printr-un grad de liti-ficare mai crescut, cu apariția dike-urilor (filoanelor) clasice sau „ne-ptuniene” și, respectiv, intruziuni concordante ale unor sedimente hidroplastice („silt”-uri elastice);

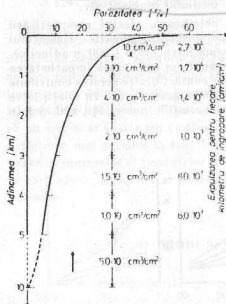


Fig. 3.9. Relația dintre cantitatea de apă expulzată din sedimente și porozitatea acestora, pe măsura îngropării lor la diferite adîncimi [43].

c) fluidizarea sedimentelor arenitice în curs de compactizare, care poate conduce la o rearanjare mecanică gravitațională a fracțiunii grele cu formarea unor lamine „negre” sinu-soidale.

Specifice bazinelor cu rată mare de acumulare, astfel de structuri postdepozitionale se vor întâlni cu frecvență mai mare în depozitele detritice cu caracter turbiditic din zonele de fliș și molasă (ex. la noi în Carpații Orientali și Munții Apuseni).

Contribuind la micșorarea porozității primare și la eliminarea fluidelor interstițiale, procesele de compactizare au avut un rol esențial în controlul migrării hidrocarburilor din rocile „mamă” (de regulă pelite) spre cele „magazin” (de multe ori nisipuri).

În fine, prin tasarea unor sedimente pelitice care conțin diseminate cristale de gips, calcit, pirită, reducerea volumului de sediment face ca constituenții antigeni cu o rigiditate mai mare decât a sedimentului, să ajungă în apropierea suprafețelor de strat pe care le intersectează și să-și lase mulajul de presiune în baza stratului acoperitor sau în partea superioară a celui subiacent. Astfel de mulaje pe suprafețele de strat poartă denumirea de *gliptomorfoze*.

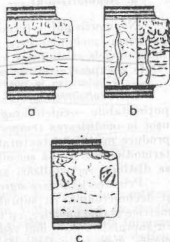


Fig. 3.10. Structuri de deformare în sedimente neltificate supuse tasărilor diferențiale [24]: a — lamine diagenetice prin fluidizare („dish structures”); b — dyke-uri elastice; c — „intruziuni” hidroplastice (sill-uri incipiente și întrepătrunderi de supra-sarcină).

3.2.2. Transformări în stare solidă

Faza solidă a sedimentelor fin cristalizate, cu suprafețe specifice mari, sub influența presiunii litostatice în creștere și a temperaturilor din ce în ce mai mari, pe măsura îngropării lor, tinde să-și modifice dimensiunile și formele inițiale specifice unui sistem termodinamic caracterizat prin energii libere mari și să capete trăsăturile unui sistem stabil, caracterizat prin energii libere mici: dimensiunile particulelor devin mai mari, iar formele cristaline au un grad de idiomorfism superior. Dacă fazele solide sînt poliminerale, iar sistemul inițial este eterogen și „dezordonat”, caracterizat printr-un grad avansat de amestec al compuşilor respectivi, tendința care se manifestă este de regurare — prin schimb ionic — a fazelor cu componenți identici și ordonarea rețelei cristaline. Aceste principii termodinamice controlează două procese diagenetice importante — neomorfismul și diferențierea diagenetică — în care apa, cînd este prezentă, joacă doar rolul de catalizator.

Prin natura transformărilor, similitudinile cu procesele endogene — de blastează și diferențiere metamorfică — sînt evidente, dar se deosebesc de acestea prin intensitatea lor redusă și calitatea fazelor minerale antrenate în aceste transformări, de regulă, cu stabilitate mică la variațiile termobarice: carbonați, sulfați, fosfați.

a. Neomorfismul

Neomorfismul — termen comprehensiv introdus de R. Folk — desemnează procesele izochimice care se desfășoară în stare solidă, prin transfer ionic, între rețelele cristaline și care au drept efect recristalizări, transformări polimorfe și supracreșteri de cristale (fig. 3.11).

Recristalizarea afectează agregatele cristalizate formate din minerale puțin stabile — călcit, aragonit, gips, anhidrit, calcedonie — care reacționează ușor la modificarea temperaturii și presiunii mediului în care se găsește; ea produce modificări texturale și rearanjări spațiale ale cristalelor, în echilibru termodinamic. După sensul în care acționează asupra dimensiunii cristalelor se disting: recristalizări agradante și degradante.

Prin recristalizare agradantă, agregatele alcătuite din cristale micronice și decimionice, cu suprafețe specifice foarte mari, trec în agregate milimetric și centimetrice, cu texturi echi- sau inechieristaline, dar, întotdeauna, cu suprafețe totale mai reduse. Recristalizarea agradantă afectează, în sedimente, mase micritice, peloide, ooide, bioclaste, iar în roci, în stadii avansate ale diagenezei, atît particulele constituențe cît și cimentul acestora; prin recristalizare, vechile structuri biotice, chimice sau mecanice sînt parțial sau total șterse, noile structuri incluzîndu-le sau intersectîndu-le pe cele vechi; vechile aranjamente și structuri se pot conserva prin intermediul incluziunilor stabile, inerte la aceste transformări (minerale argiloase, oxizi) și „transpar”. În acest caz sub forma unor structuri palimpsestice. Bioclastele recristalizate își păstrează conturul exterior și „pierd” structura internă primară, caz în care identificarea lor, în secțiuni subțiri, se sprijină doar pe morfologia testului.

Recristalizarea degradantă, reducerea dimensiunilor cristalelor, provoacă apariția anvelopelor micritice la suprafața clastelor sau bioclastelor carbonatice și constituie un proces mai rar, încă incomplet explicat din punct de vedere fizico-chimic.

Exemple de recristalizări sînt numeroase în toate formațiunile carbonatice din zonele de platformă și orogen din țara noastră; ele sînt mai frecvente în depozitele paleozoice și mezozoice (în Platformele carbonatice Bihor, Mureș, Mehedinți etc.) și mai puțin frecvente în depozitele cainozoice.

Transformările polimorfe sînt procese de adaptare a compozițiilor minerali, în cadrul aceleiași compoziții chimice, la condițiile impuse de mediu. Sensul adaptării poate fi desprins din „principiul moderației”, principiu termodinamic emis de Le Châtelier, conform căruia atunci cînd la o presiune constantă echilibrul se modifică datorită scăderii temperaturii, reacțiile de germinare a noilor faze vor avea un caracter exoterm; la creșterea temperaturii (prin îngroparea progresivă a sedimentelor, de exemplu), echilibrul original exprimat de formarea

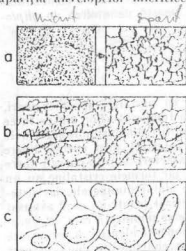


Fig. 3.11. Produse de neomorfism în rocile sedimentare: a — recristalizarea agradantă a micritului în sparit; b — recristalizarea unui bioclast cu conservarea morfologiei externe; c — coaroane de supracreștere dezvoltate în jurul unor claste de cuarț din gresia de Kliwa.

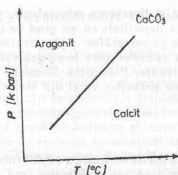
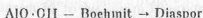
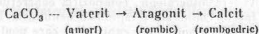


Fig. 3.12. Domeniile de stabilitate ale aragonitului și calcitului în funcție de $T^\circ\text{C}$ și presiune (în kbar).

noilor faze se va realiza prin reacții endoterme. În cazul în care temperatura este constantă, modificările de presiune sînt însoțite de modificări de volum ale fazelor; creșterea presiunii litostatice conduce la formarea de faze minerale stabile, care au un volum inferior fazei din care a derivat, iar scăderea presiunii litostatice conduce la faze minerale cu volum superior. Din principiile termodinamicii rezultă clar că toate procesele naturale determină apariția acelor faze minerale care oferă sistemului o stabilitate maximă în condițiile date.

În sedimente și roci sedimentare, tranzițiile de la o fază la alta au caracterul unor transformări reconstructive, lente, prin care se desfac anumite legături chimice pentru a se reface altele cu coordinație ionică diferită; cazurile frecvente, pentru principalii compuși chimici, aparțin perechilor (fig. 3.12)



Alături de astfel de modificări, deshidratarea compușilor amorfii și criptocristalini conduce la forme cristalizate, specifice la rîndul lor prin variate modificări polimorfe, de exemplu:



Pentru fiecare compus chimic, viteza de transformare este diferită, iar existența într-un același sediment a două astfel de faze constituie o dovadă a stării de metastabilitate a sistemului.

Supracreșterea cristalelor reprezintă o dezvoltare cristalină sintaxială și homoaxială, în continuitate optică cu granulul central, controlată de structură și compoziția acestuia. Astfel, în sedimentele arenitice și gresii, coroanele de supracreștere sintaxiale apar în jurul granoclastelor de cuarț și se dezvoltă sub forma unui ciment de cuarț autigen de recrystalizare. În sedimentele și rocile carbonatice se individualizează coroane de calcit sparitic, în continuitate optică pe monocristale de calcit (adesea reprezentînd plăci de echinoderme), valve de brachiopode și/sau elaste carbonatice. Fenomenul este mai frecvent în depozitele vechi decît în cele recente.

Foarte variate ca morfologie și relativ diverse ca mineralogie, produsele transformărilor neomorifice caracterizează depozitele cu un grad de diagenază mai avansat și pun, adesea, în dificultate pe cercetător în încercarea lui de a preciza natura exogenă sau endogenă a cauzelor care le-au generat; au fost descrise în calcarele din Banat, Transilvania, Platforma Moesică, în gresia de Kliwa, în rocile ce alcătuiesc unitatea șisturilor verzi din Dobrogea Centrală.

b. Diferențierea diagenetică

Diferențierea diagenetică este o altă formă de realizare a echilibrului într-un sistem petrografic eterogen, alcătuit din două sau mai multe faze minerale. Compușii identici din punct de vedere chimic și mineralogie tind să se grupeze laolaltă în zone în care energia liberă este cea mai mică, stimulați adesea de existența unor impurități. Procesul constă într-o migrare în stare solidă a ionilor și poate fi accelerat de existența unui mediu fluid. În sedimente și roci sedimentare, prin diferențiere, în jurul unei impurități, unui mineral accesoriu sau defect mecanic se concentrează și cresc spontan concrețiuni, noduli sau sferule.

Forma lor exterioară — sferoidală, elipsoidală, discoidală sau cu totul neregulată — corespunde unor aglomerări punctuale de substanță minerală cu structură masivă sau concentrică; rata de creștere a lor poate atinge 4—5 cm/1 000 ani și ajung să aibă diametre de la câțiva mm la peste 1 m. Se întâlnesc frecvent în calcare, argile, gresii și apar în fazele timpurii și/sau târzii ale diagenezei (fig. 3.13).

Din punct de vedere mineralogic, compoziția concrețiunilor și nodulilor indică compoziția fazelor minerale (răspindite neuniform în masa sedimentului inițial și, de regulă, subordonate cantitativ) care poate aparține carbonaților (calcit, dolomit în marne și gresii, siderit în marne și argile), silicei (calcedonie în calcare, în argile), sulfatilor (gips și anhidrit în marne; baritină în gresii și calcare, sulfurilor (pirită, marcasită în argile etc.). În România, cu frecvență diferită, se întâlnesc concrețiuni în depozitele de flis din Carpații Orientali (în zona „șisturilor negre”), în argile din Banat și în diferite formațiuni sedimentare din Dobrogea de Nord și cea de Sud.

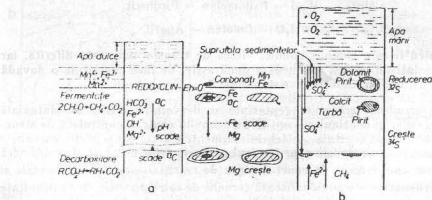


Fig. 3.13. Morfologia produselor de diferențiere diagenetică întâlnite în diverse roci sedimentare. Formarea concrețiunilor de pirit, dolomit, calcit, siderit în ape dulci și ape marine [75].

3.2.3. Transformări mediate de soluții

Existența fluidelor cu diferite compoziții în spațiul interstițial, al sedimentelor de toate categoriile granulometrice constituie o premisă fundamentală pentru transformări diagenetice izochimice și alochimice. Circulația descendentă sau ascendentă a fluidelor prin pori se dovedește, de asemenea, o cauză a schimbării proprietăților lor grație traversării unor domenii cu temperaturi și presiuni distincte și, care au drept consecință modificarea echilibrilor chimice ce le-au caracterizat la un moment dat. Produsele apărute — minerale antigene sau de neoformație, cu variate trăsături morfometrice structurale — sînt expresia manifestării unor astfel de dezechilibre; fiecare fază minerală nou formată va fi stabilă în contextul termic, baric și compozițional în care a apărut. Toate fazele minerale postdepoziționale vor diversifica mult compoziția unei roci sedimentare a cărei evoluție, în timpul îngropării sau după îngropare, a fost influențată de transformări mediate de soluțiile interstițiale; ieșirea din acest cadru a unui compus mineral atrage după sine trecerea sa din nou în soluție și astfel nașterea unui gol ce va spori în acel loc porozitatea secundară a edificiului petrografic litificat sau în curs de litificare.

Dintre numeroasele procese posibile în timpul diagenezei, cu rol petrogenetic semnificativ se pot înscrie difuzia, cimentarea, umplerea golurilor, dizolvarea sub presiune și reacțiile de substituție (sau metasomatismul diagenetic).

a. Difuzia, cimentarea și umplerea golurilor

Difuzia ionilor în soluțiile interstițiale este, adesea, un proces spontan care tinde să mențină constante potențialele chimice ale unui și aceluiași component și care poate fi inhibat sau accelerat de variațiile de temperatură sau presiune. Transportul ionilor prin acest proces se consideră a fi lent, de ordinul a $10^{-3} \dots 10^{-6}$ cm²/s, dar poate explica, de multe ori, transformările minerale din masa sedimentului care, în lipsa unor cantități mari de fluide care să traverseze „sistemul”, nu pot fi explicate altfel. În spațiul interstițial vor crește de la sine numai acele cristale (germeni) care au depășit o dimensiune critică, dependentă de tensiunea superficială la interfața fluid-solid. Se consideră că „granulația” poate fi luată drept un indiciu al vitezei de germinare și, implicit, al abaterii de la condiția de echilibru: cînd numărul germinilor este mic, cristalele cresc mari în apropierea condițiilor de echilibru. Concentrarea punctuală a unor astfel de procese desfășurate în masa sedimentului în curs de litificare va determina apariția unor concrețiuni sau noduli greu de deosebit de produsele realizate prin transfer ionic în stare solidă.

Difuzia soluțiilor interstițiale în sens ascendent spre interfața sediment-apă sau spre interfața sediment-aer reprezintă o circulație capilară capabilă să genereze în momentul modificării echilibrului chimic al fluidului (datorită fie contactului cu soluții în faciesuri de salinitate diferită, fie evaporăției) germinarea spontană a unor compusi minerali (sulfai, carbonați, oxizi etc.) ce reflectă compoziția acestor soluții. Produsele se concentrează întotdeauna la partea superioară a straturilor, cimentează elastele preexistente și capătă morfologia unor cruste minerale denumite duricruste sau „hardground”. Prezența lor va fi un argument pentru acceptarea unui hiatus în procesul de sedimentare.

În mediile continentale, în soluri se formează în acest mod *caliche-ul* sau *calceret-ul*, o crustă calcitică în orizontul C al solurilor, și *fericret-ul* sau „*ortstein-ul*”, o crustă feruginoasă în orizontul B; în zonele lateritice se formează *silcret-ul*, o crustă de opal și/sau calcedonie. În mediile continentale, aride, de regulă de tip *sabkha* se formează *gipcret* și *soleret* — cruste formate din gips și, respectiv, sare. *Pisolițele* vadoase însoțesc crustele carbonatice de la suprafața solurilor sau a sedimentelor carbonatice supralidale formate și acumulate în regiuni lipsite de umiditate; ele reprezintă concrețiuni sferoidale cu structură concentrică depuse subaerian, prin difuzia ascendentă intermitentă a unor soluții suprasaturate în CaCO_3 .

În mediile subacvatice și chiar în cele marine de apă adâncă, la suprafața sedimentelor pelitice carbonatice și argiloase se individualizează o crustă de tip „*hardground*”, de 5 — 30 cm grosime; în depozitele vechi *hardgroundurile* se pot recunoaște după:

- suprafața de discontinuitate care reflectă forme erozionale ce nu s-ar fi putut conserva dacă sedimentul inițial nu era litificat;
- abundența intraclastelor angulare;
- existența unei epifaune adaptate la substratul rigid și cimentată cu produsul crusteii respective (frecvent întâlnită în crețe);
- perforațiile organismelor litofage (*borings*).

Cimentarea. Pentru a explica apariția mineralelor autigene în spațiul poros, adesea cu rol de liant al clastelor, bioclastelor sau alochemelor preexistente trebuie avute în vedere cel puțin două situații:

1. Formarea cimentului a avut loc prin precipitarea fazelor minerale într-un volum constant de sedimente, în jurul unor claste care nu au reacționat cu fluidele interstițiale și, în acest caz, sedimentul ar trebui să fie traversat, în mediul său de depunere, de cantități mari de soluții cu chimism constant, iar stricarea echilibrului soluțiilor ar trebui să se producă brusc pe arii foarte mari; sensul, viteza și modul de deplasare a acestor fluide au fost controlate de gradientii de presiune și de diferențele de densitate dintre ele. Printr-un exemplu se poate aprecia că pentru formarea gresiiilor cuarțoase cu ciment silicios, litificate la 5 km adâncime (în condițiile unei temperaturi de 150°C), concentrația soluțiilor interstițiale ar fi putut atinge supra-saturația de 100 ppm SiO_2 , dar pentru litificarea ei ar fi fost necesare 10^8 volume de apă pentru depunerea unui volum de ciment. Faptele de teren și raportul între porozitate și cimentare nu pot explica, însă, în toate cazurile existența unui astfel de fluid și a unei astfel de curgeri în masa sedimentului inițial, iar, de multe ori, nici sursa necesară pentru compusul chimic respectiv. De aceea, în ultima vreme se apelează la cea de-a doua situație:

2. Cimentul s-a depus în sediment în curs de comprimare din soluții al căror chimism a rezultat în urma interacțiunii „locale” dintre fluidul interstițial și clastele preexistente. Această alternativă explică cimentarea ca un fenomen târziu dar simultan cu compactizarea și dizolvarea sub presiune, are în vedere reducerea de volum a sedimentului inițial și nu impune circulația pe distanțe mari a fluidului din pori. În ambele cazuri, factorii care controlează formarea cimentului, respectiv natura mineralelor autigene, sînt identici cu cei care determină separarea produselor chimice în mediul acvatic, anume concentrația soluțiilor și faciesul de salinitate al acestora: dulcicol, salin, hipersalin, pH-ul, Eh-ul, temperatura sistemului, presiunea geostatică și hidrostatică etc.

Din punct de vedere mineralogic, compuşii cei mai frecvenți aparțin carbonaților (calcit, aragonit), siliceii (opal, calcedonie, cuarț), sulfatilor, fos-

faților, oxizilor și hidroxizilor de fier, glauconitului etc. Relațiile dintre concentrația soluțiilor și cinetica proceselor de precipitare determină principalele categorii texturale (granulometrice și morfometrice) și structurale de ciment.

Criteriul textural-granulometric permite separarea următoarelor tipuri de ciment:

— *amorf* (din opal sau colofan);

— *criplocristalin*, cu $d = 4$ microni și microcristalin cu $d = 4-10$ microni, uneori până la 80 microni (microsparitic);

— *larg cristalin*, cu diametrul mai mare de 80 microni, echigranular sau inechigranular (ortosparitic, timpuriu în porii intergranulari și pseudosparitic, târziu, de recristalizare).

Criteriul textural morfometric oferă posibilitatea grupării tipurilor de ciment în funcție de habitusul cristalelor (v. fig. 4.47). Astfel, se poate vorbi de:

— *ciment mozaic*, alcătuit din granule aproximativ izometrice, cu contacte suturale sau liniare și de dimensiuni relativ egale;

— *ciment druzic*, format din granule a căror formă și dimensiuni se modifică distal, cu depărtarea față de particulele pe care le leagă; de obicei, cristalele tind să fie prismatice, alungite;

— *ciment fibros-acicular*, de multe ori cu dezvoltarea centripetă în goluri și radiață față de particule (de aceea, denumit și ciment radial sau axial).

Criteriul structural diferențiază tipurile de ciment după relațiile sale cu particulele sedimentare și cu porii din rocă. Indiferent de natura petrografică a acestora (gresii, calcare etc.), se disting (fig. 3.14):

— *ciment de contact* (de „menisc” sau de „atingere”), care se localizează la contactul dintre granule, sub forma unui menisc și lasă în rocă o porozitate remanentă accentuată;

— *ciment de pori*, înțlnit în spațiile intergranulare, astfel încât particulele sedimentare să rămână în contact direct unele cu celelalte (contact tangențial);

— *ciment pelicular*, care apare în jurul granulelor, fără a umple tot spațiul dintre ele: pelicula de ciment poate avea o structură compactă, micritică, tangențială sau chiar radială; porozitatea rocii se menține ridicată;

— *ciment de supracreștere*, care reprezintă o creștere sintaxială sau epitaxială în continuitate optică față de particula centrală; marginile coroanelor de supracreștere ale granulelor se întâlnesc — după contacte liniare — în spațiul intergranular;

— *ciment bazal*, care înconjură particulele sedimentare din toate părțile, acestea nevenind în contact unele cu celelalte.

Dinamica proceselor chimice în spațiul interstițial, în special apariția unor fluctuații compoziționale, termice, barice, pe măsura îngropării sedimen-

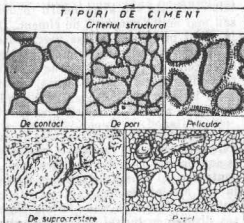


Fig. 3.14. Tipuri structurale de ciment [5].

telor litificate sau al exondării rocilor formate, conduce la existența a două sau mai multe generații de ciment. De aceea, se vorbește de ciment *primar* în cazul primelor produse precipitate ce au „colmatat” spațiul interstițial, și de ciment *secundar* în cazul unei generații ulterioare formate prin substituția celui dintâi. Acest tip de ciment este întotdeauna dovada instabilității termodinamice în care a ajuns, la un moment dat, cimentul primar. La nivelul unei roci sedimentare, de regulă în gresii și calcare, pot fi surprinse, simultan, ambele categorii „temporale”.

Umplerea golurilor. Golurile din sedimente care nu țin de rețeaua de granule care formează scheletul inițial al sedimentului au origine foarte variată (s-au format prin deshidratare, prin bioturbație, prin resedimentare, prin contracție) și constituie sectoare de dezechilibru pentru soluțiile care pătrund în ele. Morfologia lor, contrastantă cu structura sedimentului care le găzduiește, corespunde unor forme discoidale, trapezoidale sau globulare adesea dispuse în lungul planelor de stratificație. În masa sedimentelor carbonatice, în care sînt frecvente, ele sînt umplute cu calcit și/sau anhidrit și poartă denumirea „ochi de pasăre” (*birdseye structures* în engl).

b. Dizolvarea sub presiune

Presiunea generată la contactul dintre granule, numită și „presiune efectivă”, este condiționată de valoarea presiunii litostatice, a presiunii fluidului interstițial și de frecvența suprafețelor de atingere în lungul unei secțiuni orizontale K . Ea se poate calcula după relația

$$P_e = (P_g - P_f) \cdot \frac{100}{K}$$

Variația presiunii efective și, în consecință, efectele sale sînt influențate și de adîncimea de îngropare sau densitatea sedimentelor sau a rocilor supuse îngropării. Considerînd un depozit sedimentar cu densitatea de $2,2 \text{ g/cm}^3$, la o adîncime de 2 km , valoarea presiunii efective se poate calcula astfel:

$$P_e = 2 \cdot 10^5 \text{ cm}^2 (2,2 \text{ g/cm}^3 - 1,0 \text{ g/cm}^3) \frac{100}{K} = 2,4 \cdot 10^5 \text{ g/cm}^2 \cdot \frac{100}{K},$$

iar cînd $K = 10\%$, atunci:

$$P_e = 2,4 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2 \text{ sau } 2400 \text{ kg/cm}^2.$$

Prin creșterea suprafeței de contact dintre granule, de la 10% la 30% , presiunea efectivă poate fi redusă la 800 kg/cm^2 , ceea ce face ca efectele sale să fie diminuate.

În sedimentele în care presiunea porilor este inferioară presiunii efective, fluidul localizat la limita dintre granule sau la limita unor unități litologice distincte devine agresiv și provoacă transformări complexe în masa sedimentului. Acțiunea sa se traduce în dizolvări selective (parțiale sau totale), urmate de modificări structurale, concentrări ale fracțiunii insolubile și reprecipitări ale fazelor minerale ajunse, prin difuzie locală, la supraconcentrare. În literatura petrologică, acest mecanism, evident de natură diagenetică, este cunoscut sub denumirea „pressure solution” sau *dizolvare sub presiune* și este fundamentat prin principiul lui Riecke, conform căruia „solubilitatea mineralelor crește direct proporțional cu presiunea efectivă dezvoltată la contactul dintre granulele unui sediment în curs de îngropare; ionii astfel

solubilizați migrează prin difuzie spre porii deschiși și reprecipită pe marginile libere ale granulelor. În ultima vreme, din ce în ce mai multe modificări structurale ale sedimentelor însoțite de o autigență specifică sînt explicate, plauzibil, plecînd de la aceste principii.

Dizolvarea sub presiune conduce, astfel, la apariția contactelor suturale între granule, a limitelor stilolitice și structurilor „con-in-con”, precum și la remobilizări chimice finalizate prin neoformații de minerale idiomorfe (fig. 3.15).

Contactele suturale apar între claste de cuarț, oide carbonatice, bioclaste și se recunosc prin suprafața de întrepătrundere neregulată cu profil sinusoidal și o amplitudine a îndîntării de cîțiva microni. Traiectul lor este evidențiat de un reziduu insolubil la dizolvare format din minerale argiloase, hidroxizi de fier, impurități organice, și, adesea, este însoțit de apariția unui ciment de pori sau de supracrestere de aceeași natură mineralogică cu a particulelor îndîntate (cuarț-cuarț, calcit-calcit etc.). Formarea contactelor suturale la adîncimi, de regulă, cuprinse între 600 și 900 m scade mult porozitatea și, respectiv, permeabilitatea rocilor. Astfel de efecte sînt frecvente în depozitele sedimentare vechi paleozoice și triasice din Dobrogea de Nord și Dobrogea Centrală.

Limitele stilolitice sau „stilolitele” sînt suprafețe de întrepătrundere între unități litologice cu comportament selectiv la procesul de dizolvare sub presiune; se întîlnesc în calcare, dolomite, marne, gresii. În secțiune transversală, se prezintă ca o succesiune de proeminențe și depresiuni cu profil rec-

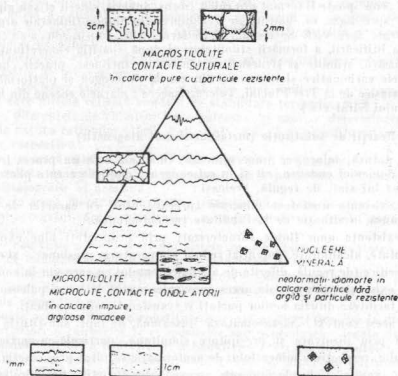


Fig. 3.15. Clasificarea produselor formate prin dizolvare sub presiune [43].

tangular (sau ondulat), care sugerează o „sătură” complicată. Scara la care apar permite separarea de *macrostilolite*, cu amplitudine centimetrică și decimetrică (în calcare omogene, de pildă), alcătuite din corpusculi rezistenți, și *microstilolite*, cu amplitudine milimetrică și micronică în calcare argiloase, impure, uneori bogat micacee și în gresii; se dezvoltă pe suprafețe extinse pe 10–15 m diametru și chiar mai mult. Stilolitele paralele cu stratificația apar la adâncimi de îngropare condiționate de natura petrografică a depozitului (de obicei, în calcare între 40 și 100 m, iar în gresii între 800 și 1 000 m).

Suprafața stilolitică este evidențiată de materialul insolubil al rocii-gazdă concentrat în timpul dizolvării selective, în lungul ei: caolinul, montmorilonit, limonit, goethit, opal etc.

Cresterea fracțiilor argiloase și micacee în sedimentele și rocile afectate de dizolvarea sub presiune determină tranziții de la macrostilolite și contacte suturale spre microstilolite și contacte ondulatorii, sinusoidale, aglomerări elipsoidale și formare de „noduli”, de exemplu, calcare nodulare (capitolul 4.3). În lipsa corpusculilor rezistenți, în depozitele nodulare pot apărea neoformații minerale idiomorfe (romboedri de dolomit, prisme de anhidrit etc.).

Structurile con-in-con reprezintă agregate conice, întrepătrunse și înălțuite, dezvoltate în miluri parțial consolidate, aproape de interfața sediment-apă. De aceea, apar cu baza în planul de stratificație al rocilor cu axa normală la aceasta și se dezvoltă în nivele relativ continue, de ordinul zecilor de km², cu 1–10 cm înălțime. În secțiune transversală, structura apare sub forma unor triunghiuri legate prin colțuri și așezate alternativ, față în față. Fiecare „con” poate fi format din calcit fibros, ankerit, siderit și/sau gips concentrat spre baza sa, alături de reziduurile insolubile (minerale argiloase) concentrate spre vrf. Se consideră că structurile con-in-con s-au produs înaintea litificării, a formării stilolitelor, și după apariția concrețiilor. În țara noastră, stilolite și structuri con-in-con se întâlnesc, practic, în toate depozitele carbonatice și marnoase din zonele de orogen și platformă (calcarele triasice de la Trei Fintini, Tulcea, Isaceea; marnele eocene din bazinul Rîmnicului Sîrat etc.).

c. Reacții de substituție (metasomatismul diagenetic)

În natură, înlocuirea unor minerale cu altele este un proces frecvent atît în domeniul endogen, cît și în cel exogen. Condițiile cerute pentru desfășurarea lui sînt, de regulă, aceleași:

- existența unei faze minerale „preexistente”, cu caracter de *paleosom*, ajunsă în situație de instabilitate termodinamică;
- existența unor fluide caracterizate prin proprietăți bine exprimate — aciditate, alcalinitate, potențial redox, temperatură, presiune — și compoziții specifice (de regulă, diferite de ale paleosomului cu care vin în contact);
- existența unor căi de acces spre paleosom și în masa paleosomului, care să faciliteze difuzia ionilor purtați și transferul ionilor preluați.

În acest context, „metasomatoză” înseamnă, de fapt, substituția paleosomului prin dizolvare și precipitare simultană, particulă-cu-particulă, a *neosomului*, respectiv a mineralului de neoformație rezultat prin reacția dintre soluțiile „venite” și fazele minerale preexistente. Reacțiile de hidroliză care au loc în cazul proceselor de alterare constituie un exemplu ideal în acest sens.

În domeniul exogen, procesul este omniprezent avînd o pondere mare în evoluția postdepozițională a unor variate tipuri de sedimente, iar acțiunea sa poate fi treburile privită la două scări :

1. Ca un mecanism local de redistribuire a substanței în masa sedimentelor, exprimînd adaptări mineralogice la noi condiții de temperatură și presiune în prezența apei. În acest caz, apar pseudomorfoze parțiale sau totale de calcit pe plagioclaz (prin calcitizare), de clorit pe biotit (cloritizare), silice în calcare (siliceifiere), pirită pe calcit (piritizare) și concentrări de substanță sub formă de noduli sau concrețiuni dezvoltate prin înlocuirea unui fost produs (de exemplu : silixurile din creta de la Basarabi, Dobrogea de sud ; concrețiunile delimitate din calcarenitele senoniene din bazinul Babadag, Dobrogea de nord ;

2. Ca un mecanism de anvergură, ce vizează mase considerabile de roci preexistente și conduce la apariția de edificii petrografice cu chimism bine determinat. Este cazul clasic al dolomitizării și/sau fosfatizării calcarelor sau sedimentelor carbonatice (vezi capitolele respective) prin care se individualizează roca denumită dolomit și, respectiv, fosforit.

Dacă în primul caz sursa elementelor chimice antrenate în proces se află în interiorul sistemului (fără, deci, ca acest parametru să reprezinte o condiție a metasomatozei), în cel de-al doilea caz, de foarte multe ori, sursa (de Mg^{2+} sau P^{3+}) se află în afara sistemului, iar cationii respectivi sînt introduși în sistem de fluidele metasomatice care circula pe toate căile, și care favorizează substituția.

În cazul dolomitizării, ca o excepție de la regulă, înlocuirea Ca^{2+} cu Mg^{2+} , adică a calcitului prin dolomit se desfășoară cu reducere de volum (-13%), iar efectul în produsul astfel generat va fi apariția unei porozități secundare, de substituție.

Principalele criterii de recunoaștere a manifestării postdepoziționale a unor astfel de procese ar fi :

- asocierea mineralogică a două sau mai multor faze incompatibile, dintre care ultima reflectă condiții de stabilitate termodinamică ;

- diferențele de chimism între paleosom și neosom, determinate de regulă de natura cationilor (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+) prinși în rețeaua mineralelor respective ;

- la scară mică, neosomul, cînd reprezintă o substituție parțială, include relice de paleosom, iar cînd constituie o pseudomorfoză redă conturul cristalografic al acestuia ;

- la scară mare, se constată o tranziție între roca în curs de transformare și agregatul care a substituit-o, marcată printr-un „front” metasomatic (magnezian, fosfatic, silicios) ;

- compoziții solubili ceși din sistem se pot găsi în vecinătatea lui sub formă de minerale autigene depuse în goluri sau pe fisuri ;

- dispunerea preferențială a produselor metasomatice de o parte și alta a unor discontinuități mecanice care au constituit căi de acces pentru soluțiile respective etc.

Toate aceste criterii se constituie în particularități descrise la diageneza epiclăstitelor, a calcarelor și evaporitelor sau a produselor legate de petrogeniza dolomitelor, a fosforitelor, a bauxitelor (vezi aceste capitole).

Alături de aceste probleme, doar enunțate, aspectele metasomatozei diagenetice sînt mult mai variate, iar produsele ei pot fi exemplificate în foarte multe situații. Asupra lor se va reveni ori de cîte ori procesul are o implicație petrogenetică deosebită și contribuie la exemplificarea relațiilor din cadrul unei asociații cu minerale incompatibile.

3.3. ETAPELE ȘI LIMITELE DIAGENEZEI

Privite temporal, procesele postdepoziționale care afectează o stivă de sedimente se deosebesc între ele de la o etapă la alta de evoluție a depozitelor respective. Natura, dar și intensitatea acestor procese exprimă, de fapt, trecerea sedimentului prin condiții termobarice distincte, simultan cu schimbări importante în compoziția soluțiilor interstițiale; aceste schimbări, care de cele mai multe ori înseamnă rezultatul interacțiunii dintre fluide și claste, pot fi determinate și de contaminarea „mediului” cu soluții juvenile sau meteorice, venite din afara sistemului. Fiecare nouă condiție, pe măsura îngropării sedimentelor, impune adaptări speciale ale fazelor minerale și, în consecință, reacții ale acestora specifice. Menținerea timp îndelungat a unei asociații minerale sau a unei structuri diagenetice în condiții apropiate de cele în care au fost generate reprezintă o premisă pentru atingerea echilibrului termodinamic în sistemul diagenetic considerat.

Complexul de factori care țin, deci, de durata scoaterii sedimentului din mediul de acumulare, de direcția și sensul în care el este deplasat post-depozițional, spre adâncimi din ce în ce mai mari, prin îngropare pînă la „limita cu metamorfismul” sau după litificare, prin înălțare și exondare spre „limita cu procesele de alterare”, precum și de modificarea „mediului chimic” prin contaminarea soluțiilor interstițiale sau reacții cu acestea reprezintă o premisă pentru stabilirea etapelor sau stadiilor prin care trece un depozit sedimentar între momentul orientării sale și cel al examinării sale de către observator, sub formă de rocă deschisă în afloriment sau extrasă din lucrări geologice.

Fără să existe un punct de vedere unanim acceptat în legătură cu criteriile de separare a acestor stadii și, în consecință, cu terminologia utilizată pentru denumirea lor (vezi tabelul 3.1), vom opta pentru propunerea lui

Tabelul 3.1. Stadii în evoluția proceselor diagenetice

Denumirea stadiului (= sinonimii)	Caracterul geochimic al stadiului	Mediul de desfășurare	Adâncime	Temperatură	Presiune litostatică
<i>Eogeneză</i> == Diageneză timpurie == sin-geneză == sin-diageneză	redoxomorfic; $Eh \geq 0$; pH variabil	● îngropare timpurie — marin-salin — dulcicol — cald și umed — dulcicol — cald și arid	0 0–100 m	0–40°C	mică (zeci de kg/cm ²)
<i>Mesogeneză</i> == Diageneză târzie == anadiageneză == catageneză (parțial)	locomorfic; $Eh < 0$; pH variabil	● îngropare progresivă	100–8 000 m	30–200°C; 220°C	100 kg/cm ² (1–5 kb)
<i>Telogeneză</i> == epigeneză == epidia-geneză == metageneză (Sc. sovietică)	$Eh > 0$; pH acid; so-luții meteo-riche	● după litificare, în timpul emergenței subaerice	sute de metri	0–60–80°C	variabil

Curtis (1983), care separă în evoluția postdepozițională a unui sediment trei etape distincte : eogeneza (= sindiageneza sensul Fairbridge 1967, Bissel, 1959), mesogeneza (= anadiageneza) și telogeneza (= epiddiageneza).

3.3.1. Eogeneza

Eogeneza grupează un prim stadiu din istoria unui depozit sedimentar, în care au loc transformări sindepoziționale în mediu de depunere, până la adâncimi de maximum 100 metri, sub influența soluțiilor interstițiale. Această etapă corespunde cu îngroparea „timpurie” a unui sediment în care procesele diagenetice sînt controlate în special de calitatea potențialului redox și alcalinitatea soluțiilor interstițiale. Din acest motiv, eogeneza se identifică din punct de vedere geochimic cu stadiul *redoxomorfic*.

Porozitatea sedimentelor se menține maximă, iar conținutul de substanță organică și bacterii poate fi ridicat ; procesele postdepoziționale sînt de esență chimică (dizolvări, cimentări, autigeneze). În apropiere de interfața sediment-apă reacțiile se desfășoară în mediu oxidant ($Eh > 0$), iar sub aceasta în mediu reducător. Astfel, pot avea loc solubilizări ale bioclastelor și dizolvări ale impurităților depuse pe elastele de cuarț, feldspați din zona selului etc.; în mediile batiale și abisale, potențialul ionilor de hidrogen este -7 sau mai mic de 7, iar Eh -ul mai mare de zero. neformațiile aragonitice, calcitul și testurile subțiri de foraminifere se dizolvă. Apar cimentări incipiente, cuarț și feldspați de supracreștere, calcit interstițial și reacții de deshidratare ale compuşilor amorfi cu formare de faze mai stabile (calcedonie din opal, hematit din limonit); în fracțiunea argiloasă au loc reacții de schimb ionic. Un bun indicator al trecerii sedimentelor prin stadiul de îngropare timpurie îl reprezintă raportul izotopilor sulfului $^{32}S/^{34}S$ care poate indica trecerea de la mediul „sulfat” ($^{32}S/^{34}S = 21,7$) la mediul de „sulfură” ($^{32}S/S^{34} = 22,1...22,7$). Mediile naturale frecvente ale eogenezei — marin (salin), dulceol în climat cald și umed și dulceol în climat arid — condiționează valoarea pH -ului și, în consecință, stabilitatea următoarelor asociații de minerale autigene :

- chamosit — smectit — glauconit în faciesul marin cu pH alcalin ;
- caolin — clorit în faciesul dulceol-umed cu pH -ul acid ;
- illit — smectit — calcit în faciesul dulceol-arid cu pH alcalin ;
- pirită — siderit în mediile euxinice, anoxice.

3.3.2. Mesogeneza și limita cu metamorfismul

Mesogeneza este etapa intermediară din evoluția unui sediment, cînd acesta suferă o îngropare progresivă, dar severă, până la adâncimi de 7 — 10 km, proprie condițiilor de desfășurare a transformărilor metamorfe. Comparată cu eogeneza, mesogeneza reprezintă un „stadiu târziu” din evoluția unui sediment, controlat de presiuni geostatice mari (pînă la 1 — 5 kb) și temperaturi net superioare celor din mediul de depunere (pînă la 200 — 220°C). Ținînd cont de drumul pe care-l poate străbate un sediment în această etapă (7 — 10 km) și, în consecință, de timpul disponibil pentru desfacerea și refacerea unor structuri și echilibre minerale, procesele diagenetice sînt mult mai variate. De cele mai multe ori mediul chimic este anoxic, reducător : datorită presiunilor mari, porozitatea scade rapid, iar fluidele interstițiale sînt expulzate

și circulă ascendent. Schimburile de substanță între sediment și aceste fluide imprimă mesogenezei, din punct de vedere geochimic, un caracter locomorfic.

Procese postdepoziționale în această etapă au aflat un caracter fizico-mecanic (compactizări, recristalizări), cit și chimic (deshidratări, dizolvări sub presiune, cimentări, apariții de neoformări minerale prin metasomatoză diagenetică). Astfel, în această etapă se formează matricea gresilor și conglomeratelor și se maturizează produsele de descompunere a substanței organice (apar kerogenul și hidrocarburile). Fazele microcristaline din sedimente: micritul recristalizează în sparit, iar calcedonia în cuarț. Transformările polimorfe, în funcție de timpul în care se realizează și privity prin prisma raportului mineral instabil — mineral stabil, se pot constitui într-un indicator al virstei" proceselor diagenetice. Sînt create condițiile pentru cimentarea clastelor (cu calcit, sulfat, silice) și pentru apariția concrețiunilor de sferosiderit, calcedonie, fosfați sau remobilizarea sulfurilor de Pb, Zn, Fe. Contactele suturale între calcit-calcit, cuarț-cuarț se nasc în baza stivelor groase de sedimente. Au loc degradări, prin solvare și substituție, ale feldspatilor plagioclazi, amfibolilor, biotitului și/sau smectitelor. Neoformările mai stabile sînt illitul, cloritul, albitul, glauconitul; în fracțiunea argiloasă au loc numeroase permutări ionice. Porozitatea secundară generată prin dizolvarea mineralelor care nu se mai află în echilibru cu fluidele interstițiale constituie un efect frecvent în această etapă.

Produsele „adînci” realizate în timpul mesogenezei încep să prezinte multe afinități structurale și mineralogice cu produsele blastzei metamorfice.

Trecînd pragul celor 7—10 km adîncime de îngropare și, respectiv, intervalul termo-baric specific exogenezei (200—220°C și 4—5 kb) se pătrunde în domeniul anchimetamorfismului (Frey și Niggli, 1970), în care apar primele semne ale blastzei. Procesul acestă, de esență endogenă, este de regulă izo-chimic și acționează remobilizările ionice care, la un moment dat, se stabilizează sub formă de parageneze specifice metamorfismului: pirofilit-laumontit-pumpellit (lotrit)-prehnit-zoisit-clinozoisit (la noi în țară puse în evidență de Gh. C. Popescu 1984).

Schimbară vizează nu numai calitatea „fazelor” antrenate în proces, ci și structura lor reticulară sau specifică edificiului petrografic. Astfel:

- crește gradul de cristalinizare a illitului și gradul de încarbonizare a cărbunilor;

- apare foliația metamorfă, la început prin orientarea filosilicaților recristalizați (sericit, clorit) la nivelul sau în masa matricei și, mai tîrziu (și mai profund), orientarea clastelor sau a vechii fracțiuni autigene;

- contactele suturale devin o regulă, iar prin aceasta se șterge impresia de „particulă” și „liant”.

„Pragul” dintre diagenază și metamorfism, astfel caracterizat din punct de vedere mineralogic și structural, trebuie imaginat ca o zonă de tranziție delimitată prin izolinii foarte sinuoase ale valorilor termice și barice menționate. Alura lor (apropierea sau depărtarea de suprafața scoarței) va exprima gradientul geotermic și geobaric din punctul respectiv, ceea ce înseamnă că în două regiuni distincte din punct de vedere tectonic, una orogenă și alta cratonică, „pragul” anchimetamorfismului va fi plasat, în funcție de acești gradienti, la adîncimi diferite.

Față de metamorfism și anchimetamorfism, diageneza rămîne deci domeniul în care:

- soluțiile sînt fluide interstițiale de origine exogenă, de cele mai multe ori remanente în spațiul poros din masa sedimentului;

-- reacțiile între faze sînt mediate de aceste fluide care se deplasează prin curgere normală sau difuzie și efectuează transferul ionilor dintr-un loc în altul: din punct de vedere termodinamic sistemul se consideră deschis;

-- prin creșterea presiunii, sedimentele își reduc treptat porozitatea, iar transformările diagenetice se manifestă doar pînă la acele adîncimi pînă la care ele își pierd porozitatea deschisă (efectivă), iar reacțiile minerale încep să se producă pe scară largă în stare solidă, prin procese de difuzie ionică.

3.3.3. Telogeneza

Cînd mișcarea sedimentului, după ce acesta a fost litificat, își schimbă sensul, el începînd să fie înălțat prin mișcări orogenice spre suprafața scoarței terestre, acolo unde factorii exogeni dezagregă și alterează rocile preexistente, se intră într-o nouă etapă de transformări diagenetice -- telogeneza sau epigeneza rocilor.

Individualizarea unui stadiu distinct de evoluție, în aceste momente se impune cu evidență pentru că asupra depozitului luat în considerare vor acționa alți factori, iar o parte din vechile echilibre se pot strica pentru a fi generate altele.

Spécificul transformărilor din această etapă este dat de caracterul apelor care le controlează -- de obicei meteorice, oxidante și ușor acide -- și de sensul deplasării lor: descendent cînd drenajul rocilor este bun grație porilor remanenți sau fisurilor de decompresiune apele vadoase ajung pînă la adîncimi mari, de ordinul sutelor și miilor de metri. Din aceste cauze mediul natural de desfășurare a unor astfel de procese este considerat subaerian, iar produsele lor sînt dificil de departajat de efectele alterării, în special. Unde trebuie pusă limita din acest punct de vedere, între dizolvarea „diagenetică” și solubilizările care însoțesc alterarea; dar între constituenții autigeni depuși subcrustal, în timpul telogenezei și aduși de eroziune la suprafață și precipitatele locale din „haloul” exogenezei reziduale, cît anume din produsele de substituție -- paramorfoze și pseudomorfoze parțiale și totale -- reprezintă expresia metasomatozei telogenetice și cît reprezintă efectul hidrolizei? unde -- în scoarța de alterare -- se poate pune limita între efectele diagenetice în sensul pe care l-am discutat aici și efectele proceselor de oxidare-hidratare-substituție care au făcut obiectul capitolului vizînd procesele de degradare chimică a rocilor preexistente? Iată numai cîteva întrebări, la care s-ar putea adăuga altele, fără un răspuns univoc. În acest cadru al observației geologice, concluziile trebuie trase cu mult discernămint, după multă circumspecție în interpretarea „faptelor”. De cele mai multe ori numai apelul la metodele moderne de investigație -- studii izotopice, microscopie electronică, studii incluziunilor fluide etc. -- permite să apropie „verdictul” geologului de realitate.

Procese considerate active în timpul telogenezei sînt dizolvările, reprecipitățile și recristalizările. Circulația descendentă a apelor meteorice în lungul contactelor dintre granule, a fisurilor și diaclazelor, provoacă decimentări prin, dizolvarea carbonaților, sulfatilor și, astfel, conduce la creșterea unei porozități secundare. Simultan cu procesele de solubilizare a mineralelor din pereții fisurilor, au loc procese de precipitare și, respectiv, colmatare a gurilor, de regulă cu calcit în gresii și calcare, cu gips în argile și marne, cuarț în gresii

și conglomerate. Alteori, antrenarea Fe și Mn de către soluțiile metcorice se află la originea unor compusi — limonit, hematit, piroluzit — care intersectează suprafețele de stratificație ale rocilor (planele laminelor oblice, planul laminelor paralele, al laminelor oblice frontale etc.). Acest din urmă aspect structural se constituie adesea într-o dovadă a originii tirzii, epigenetice, a produselor respective.

*
*
*

Prin prisma problemelor pe care le ridică diageneza sedimentelor și rocilor sedimentare s-a conturat deja ca un domeniu de mare perspectivă, indispensabil progresului în sedimentologie în general și în petrografia sedimentară, în special. „Diageneza“ este astăzi nu numai un domeniu de investigație palpitantă prin „echivocul“ ei, dar și o cercetare necesară, o pirghie de neînlocuit în aprofundarea studiilor legate de geneza și migrarea hidrocarburilor, de formarea și concentrarea substanțelor metalifere și nemetalifere sau de circulația apelor subterane.

Diageneza a fost și rămîne o „piatră de incercare“ a petrografului pentru a cărei urnire, simpla observare a „produselor“ și înțelegere a „proceselor“ nu sînt suficiente. Succesul studiilor din domeniul ei va putea fi asigurat numai de o „metodă și tehnică“ adecvată. Astfel, în anii din urmă salturi spectaculoase în cunoașterea diagenzei au fost realizate de microscopia electronică, examenul cu rășini impregnate, analizele cu microsonda electronică, studiile de catodoluminescență, izotopi stabili și incluziuni fluide, prin care s-a putut trece dincolo de opacitatea dimensiunilor micronice și uniformitatea disperantă a fracțiunii argiloase, pentru a se descoperi un univers nou oferit de arhitectura spațiului poros, geometria „nano“ cristalelor autigene și ineditul lor cristalochimic.

„Risipa de meteluri și pietre,
ce se-mbină
Și-n scinteciri de raze tresar în joc
și cîntă,
Ingeminarea-aceasta de sunet
și lumină
Privirea mi-o vrăștește și inima
mi-o-nclintă”.

CHARLES BAUDELAIRE

4. ROCILE SEDIMENTARE

4.1. ROCILE EPICLASTICE (SILICICLASTICE)

Rocile epiclastice sau terigene ocupă 20–25% din volumul total al depozitelor sedimentare și reproduc, cel mai fidel, istoria complexă a materialului dezagregat în ariile continentale, care a urmat apoi drumul sinuos al transportului spre locurile de acumulare.

Definite ca *epiclastice* pentru că produsele lor au provenit de la marginea bazinului, și *terigene* pentru că sînt de origine continentală, ele mai sînt numite și roci *detritice* deoarece la originea lor s-a aflat „detritusul” dezagregării mecanice; în ultima vreme au fost numite roci *siliciclastice* pentru că sînt formate preponderent din silicați, iar din punct de vedere chimic sînt bogate în SiO_2 .

Studiul petrografic al rocilor epiclastice a stimulat programele privind reconstituirile de „arii sursă” sau reconstituirile de paleocurenți și paleomedii de sedimentare. Alături de cunoașterea compoziției lor — ca o premisă a înțelegerii vechilor surse de material — descifrarea texturilor și structurilor specifice acestora constituie o bază univocă pentru stabilirea regimului hidro-dinamic în care au fost deplasate clastele și a mediului în care s-au depus: marin sau continental (deșertic, glaciatic, fluvial, lacustru, deltaic).

Aportul de detritus spre bazinele de sedimentare fiind, în istoria Pămîntului, determinat de exondarea și înălțarea ariilor continentale, acumularea secvențelor epiclastice în corpuri geologice cu geometrie particulară devine un indicator paleotectonic de primă însemnătate: prin intermediul acestor roci, azi se precizează poziția bazinului în raport cu elementele dinamice ale litosferei superioare.

În fine, rocile epiclastice reprezintă, de multe ori, o sursă importantă de substanțe minerale utile (prin concentrări de Zr, Ti, Mo, Au, Sn, U, TR), gazda zăcămintelor de cărbuni și colectorul tradițional al acumulărilor de petrol și gaze.

4.1.1. Mineralogie și chimism

Provenind prin acumularea unui detritus generat de dezagregarea rocilor preexistente (endogene și exogene) din aria-sursă, constituenții minerali ai rocilor epiclastice vor reflecta foarte clar natura acesteia, de cele mai multe ori poliminerală; ei sînt de cele mai multe ori, extrabazinali și, mai rar, intrabazinali. Suferind un proces de transport, ei au un caracter alogen. Clastele acumulate formează un edificiu petrografic în urma diagenezei, iar rocile detritice formate conțin, alături de constituenții depoziționali alogeni, și constituenți postdepoziționali autigeni.

Frecvența mineralelor alogene în aceste roci este o funcție a stabilității lor mecanice (rezistența la eroziune) și chimice (comportarea lor în sistemele subaerice), iar cea a mineralelor autigene este, adesea, o expresie a porozității depozitelor, a naturii soluțiilor interstițiale și a posibilității lor de migrare printre granulele alogene.

Nu de puține ori, în proporții foarte variate, la alcătuirea unei roci detritice participă și material vulcanoclastic, bioclastic și substanță organică. Este evident că examenul mineralogic și implicit chimic al unor astfel de roci nu este ușor, că semnificația petrogenetică a compoziției minerale apare foarte complexă: una și aceeași specie minerală — cuarțul, de exemplu — poate avea într-o rocă detritică atît o natură alogenă, sugerînd aria sursă și regimul depozițional cit și o natură autigenă, sugerînd calitatea și cinetica proceselor postdepoziționale.

Printr-o astfel de compoziție așa de variată, rocile detritice constituie, în domeniul rocilor exogene, o „placă turnantă” cu deschidere fie spre piroclastite, fie spre depozitele bioacumulate.

a. Frajeciunea elastică

Frajeciunea elastică a rocilor detritice este întotdeauna preponderentă (>60% din volumul rocii) și reprezintă suma granoclastelor (constituite din granule monocristaline) și a litoclastelor (constituite din granule policristaline și, freevent, polimineral). Ea definește o categorie petrografică „primară”, depozițională, de origine extrabazinală și/sau intrabazinală și rămîne, prin aceasta, singura informație sigură despre originea „magmatică” sau „metamorfică” a ariei de proveniență. În acest context este evident că granulele de origine „sedimentară”, provenind din dezagregarea unui conglomerat sau a unei gresii, vor fi reciclate.

GRANOCLASTE

După proprietățile lor (în special greutate specifică) și modul de comportare în mediul de transport și acumulare granoclastele se pot grupa în două categorii: 1) fracția ușoară: cuarț, feldspați, mîce, clorite, minerale argiloase etc.; 2) fracția grea: granat, zircon, turmalină, rutil, aur etc.

Fracția ușoară. Cuarțul, mineral stabil în condițiile existente la suprafața scoarței terestre, îndeplinește toate condițiile pentru a se putea conserva în rocile epiclastice și a atinge o frecvență de pînă la 95—98%. Prezența sa în roci capătă diverse semnificații petrogenetice: indicator de „arie sursă”, indicator de maturitate și, uneori, indicator al regimului tectonic în care este amplasat bazinul.

Clastele de cuarț sint eliberate prin dezagregarea granitelor și grandidoritelor, a riolitelor și dacitelor, a gnaiselor și micașisturilor și a epiclastitelor cuarțoase; criteriile de apreciere a originii cuarțului țin de caracterele sale optice, natura incluziunilor și conținutul de elemente minore. Comparativ cu alte minerale, însă, nici una din aceste proprietăți nu recomandă cuarțul drept un indicator sigur de *paleosursă*.

Fiind un mineral sensibil la factorii de stress, cuarțul înregistrează „deformarea” prin dispersia axei optice în cristal, deci prin apariția extincției ondulatorii. Această trăsătură este comună cuarțului din roci metamorfice, dar poate apărea și în granitoide supuse la eforturi tectonice. Este evident doar că specific rocilor vulcanice este cuarțul cu *extincție netă* — o întunecare bruscă pe toată suprafața cristalului. *Incluziunile solide și lichide* pot căpăta valoare de diagnostic pentru originea sa atât prin modul de dispunere în gran — cele orientate sugerând natura metamorfică —, cit și prin natura lor minerală. Astfel turmalina și zirconul indică plutonite, sillimanitul și staurilitul — metamorfite, iar „sticla” este specifică pentru vulcanite. Incluziunile fluide sint specifice pegmatitelor, cuarțului filonian și, foarte rar, metamorfitelor.

În aceeași măsură ca și incluziunile, unele elemente rare și disperse — V, Ni, Co, Zr, Ta, Nb — pot indica, prin corelație cu alte trăsături, originea cuarțului.

Stabilitatea chimică a cuarțului face ca frecvența lui în sedimente să crească progresiv cu durata și intensitatea prelucrării granulelor și, adesea, simultan cu îndepărtarea din sistem a speciilor minerale instabile (piroxeni, amfiboli) și metastabile (feldspați, biotit etc.). O consecință aproape nelipsită este și ridicarea gradului de rotunjime a clastelor respective. Prin aceste două trăsături — frecvență mare și *contur* — granoclastele de cuarț devin un *indicator de maturitate* a sedimentului primar, de expunere a acestuia, timp mai îndelungat, la factorii de mediu (agitația apelor, rata de sedimentare scăzută

etc.). Cum însă rocile primare plutonice, vulcanice și metamorfice nu au conținuturi de cuarț mai mari de 30–35% și cum este puțin probabil ca detritusul „necuarțos” rezultat din dezagregarea lor să fi fost eliminat complet prin prelucrare (sau alternare), sedimentele cu conținuturi mari de cuarț (>60–65%) trebuie considerate ca derivând dintr-o singură sursă (ultimă sursă) în care aflorau roci sedimentare clastice. În felul acesta, proporția mare de granule rotunjite trebuie să fie mai degrabă rezultatul reciclării unor astfel de depozite, decât cel al prelucrării primare a cuarțului de apartenență magmatică sau metamorfică (fig. 4.1). În asemenea sedimente și roci mature se manifestă tendința de conservare a granulelor monocristaline și a celor cu *extincție netă* față de cuarțul policristalin (de fapt litoclaste) și cel cu *extincție on-*

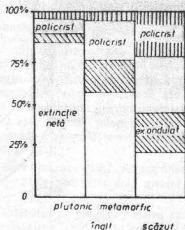


Fig. 4.1. Frecvența relativă, în nisipurile actuale a cuarțului microcristalin și policristalin derivat din surse magmatice și metamorfice [13].

dulatorie. În mod curent, prin reciclare, rapoartele „standard” $\frac{Q + \text{chert}}{Fdp + Lit}$ $Q_{\text{medier}}/Q_{\text{potter}}$ crește direct proporțional cu numărul ciclurilor de prelucrare. Gresia de Kliwa constituie un bun exemplu în acest sens.

Intr-un astfel de context sedimentogenetic se conturează cu claritate ideea că „maturizarea” unui sediment intrabazinal se poate realiza numai în condițiile în care subsidența este scăzută și rata de sedimentare mai redusă. Astfel de parametri sînt realizați în bazine amplasate în regiuni stabile din punct de vedere tectonic.

Feldspații. Participarea feldspațiilor la alcătuirea rocilor epiclastice (10–15% în medie, mai rar peste 25%) este mult subordonată cuarțului, datorită frecvenței lor mai mici în rocile magmatice și metamorfice, dar mai ales proprietăților fizico (clivaj, duritate) și chimice (conținutul de elemente ușor hidrolizabile) care fac din acești tectosilicați faze cu stabilitate mecanică și chimică redusă. Cu toate acestea, grație condițiilor de formare foarte variate, și, deci, ocurențelor petrogenetice foarte diferite (apar în plutonite, vulcanite, metamorfite de grad înalt și scăzut, roci sedimentare) feldspații constituie excelenți indicatori de proveniență (fig. 4.2).

Astfel, dintre feldspații potasici, microclinul este specific gnaiselor, granitoidelor asociate și stururilor cristaline și migmatitelor, ortoza, granitelor magmatice și granulitelor, iar sanidinul este un termen întâlnit exclusiv în vulcanite.

Dintre plagioclazii sodici, albitul este specific plutonitelor și vulcanitelor acide, și metamorfitelor de grad scăzut (filite), andezinul — magmatitelor neutre (diorite, andezite), iar alături de oligoclazul bazic — metamorfitelor de grad înalt (amfibolite, paragneise); termenii calcici se conservă foarte rar în rocile sedimentare.

În cazul feldspatului potasic, gradul de triclinicitate ridicat la microclin și scăzut sau zero la ortoclaz se corelează cu gradul de ordonare a rețelei: mare și, respectiv, mic, ilustrînd prin aceasta temperatura de cristalizare a termenilor respectivi. Astfel, feldspații cu triclinicitate mare („microclinul maxim”) s-au format în sisteme petrogenetice care s-au răcit lent și sînt de

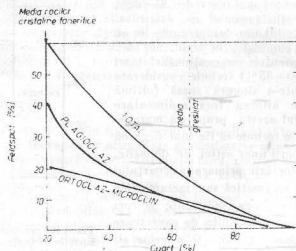


Fig. 4.2 Relații între frecvența și compoziția feldspațiilor din rocile epiclastice [13].

temperatură scăzută; ortoclazul, pe de altă parte, este termenul specific sistemelor de temperatură ridicată.

Proprietățile optice atât la feldspații potasici, cât și la cei sodocalcici sînt și ele o expresie a temperaturilor de cristalizare. Unghiurile 2V și cel de extincție se modifică proporțional cu scăderea acestui parametru (la feldspații potasici, de exemplu, crește de la 63° pentru ortoză la 84° pentru microclinul maxim, iar unghiul de extincție de la 0° la 18°).

Prezența diverselor forme de concreșteri la feldspați cum sînt, maclele și pertitele de dezamestec, sugerează condiții genetice particulare; de aceea, se pot constitui în buni indicatori de proveniență (pertitele sînt specifice pegmatitelor și granoitoidelor care s-au răcit lent etc.).

Faptul că feldspații — în ansamblul lor — reprezintă minerale mai puțin stabile din punct de vedere mecanic și ușor alterabile din punct de vedere chimic, face din prezența lor în roci un criteriu de apreciere a imaturității sedimentului care a stat la baza formării acelor roci. Mai mult decît atât, imaturitatea are în acest context o semnificație legată fie de paleoclimat, fie de regimul tectonic. Se apreciază că în condițiile unui climat arid și a unei rate de sedimentare mari (generată de înălțarea ariei sursă și eroziunea rapidă), acumularea și conservarea feldspaților este posibilă. Dar, în aceste condiții este evident că sedimentul inițial nu a putut fi îndelung prelucrat și a rămas imatur.

Un paradox sesizat de examenul microscopic al feldspaților din gresii și conglomerate îl constituie aspectul aproape întotdeauna proaspăt al microclinului prezent în aceste roci și lipsa feldspaților cu grad de rotunjime foarte mare. Este o observație care impune concluzia că aceste minerale, comparativ cu cuarțul, nu au fost reciclate, ele provenind în toate situațiile (1) direct dintr-o sursă magmatică sau metamorfică.

Pentru toate aceste motive, studiul feldspaților din gresii (arcoze) și conglomerate se dovedește indispensabil în reconstituirea de paleosurse și în încercările de apreciere a dinamicii bazinului și a ariei sale limitrofe în momentul acumulării sedimentului primar. În România, un astfel de studiu a fost efectuat pentru arcozele din Unitatea de Audia, pentru cele din zona „șisturilor verzi” și pentru flișul de Hangu (Anastasiu, 1976, 1984).

Micel, cloritele și mineralele argiloase. Filosilicații de origine terigenă au o pondere mică (5—10% în medie, rar peste 25%) și prezintă un grad redus de certitudine în încercările de apreciere a originii lor. Clivajul foarte bun explică desfacerea lor în folie (lamel) de dimensiuni micronice, care sînt antrenate departe de aria sursă și se concentrează în fracțiunile granulometrice siltice și pelitice; asocierea cu fracțiunea arenitică este, uneori, proprie muscovitului și cloritului (cînd generează edificii petrografice cu poziție sistematică mai clară — cazul gresiilor de Tarcău și Șotrișle).

Muscovitul și biotitul sînt de multe ori specifici aceleiași parageneze magmatice și metamorfice — granitoide, pegmatite, micașisturi, gnaise, corneene.

Există unele aprecieri după care culoarea biotitului ar preciza natura sa: cel verde este mai des întîlnit în filite și șisturi cristaline formate în condițiile faciesului șisturilor verzi, paraamfibolite, iar cel brun în plutonite și în roci din faciesul amfibolitelor.

Cloritele alogene, cu participare mai restrînsă decît micel, provin din dezagregarea epimetamorfitelor (diverse tipuri de filite), retromorfitelor și, mult mai rar, din plutonite și vulcanite cloritizate (cînd ar trebui să fie înso-

fiit de relice de biotit). Ocurența lor în arenite, alături de o posibilă fracțiune autigenă (cum este cazul rocilor din Dobrogea Centrală), impune multă atenție în acordarea diagnosticului „clorit alogen”.

Atât miclele cit și cloritele, cînd rămîn la din nsuiuni de zeci sau sute de microni, se concentrează paralel cu suprafața de depunere și imprimă rocilor respective o stratificație evidentă.

Fracțiunea argiloasă, aproape întotdeauna de dimensiuni pelitice, provine fie din roci preexistente alterate sau în curs de alterare (granite, riolite, bazalte etc.), fie din vechi argile, caz în care constituie, evident, un produs reciclat. Precizarea originii lor este greu de făcut. Față de toți ceilalți constituenți alogeni, fracțiunea argiloasă domină compoziția matricei din gresii sau conglomerate.

Fracția grea. Mineralele care au greutatea specifică mai mare decît cea a bromoformului (2,9) constituie fracțiunea grea a epiclestitelor și reprezintă doar 1—3% din masa acestora. Prin frecvența redusă, ele rămîn întotdeauna în categoria mineralelor accesorii, reprezentînd, de fapt, la originea lor, „fracțiunea accesorie” din rocile preexistente magmatice, metamorfice și sedimentare din a căror dezagregare au provenit. Concentrate pe cale naturală — în aluviuni fluviale sau deltaice sau în sedimente de plajă — ele capătă adesea și o importanță economică.

Foarte specifice prin particularitățile lor chimice, morfologice și optice, întotdeauna reflectînd condiții aproape standard de cristalizare, mineralele grele din rocile sedimentare reprezintă excelenți indicatori de arie sursă; pe de altă parte, grație stabilității lor chimice și mecanice foarte diferite, aceste minerale pot fi utilizate, ca și cuarțul, drept indicatori de maturitate.

Cel mai frecvent conservate sînt mineralele din grupa oxizilor (ilmenit, magnetit, spinel, cromit, rutil, anataz) și silicaților (disten, granați etc.) Forma granulelor, aspectul suprafeței, culoarea, modul de concentrare sînt proprietăți care pot preciza originea lor (tabelul 4.1). Astfel, habitusul la

Tabelul 4.1

Aria de proveniență a principalelor minerale grele din epiclestite

Plutonite și vulcanite acide	Plutonite și vulcanite bazice	Pegmatite
Anataz	Augit	Borit
Andaluzit	Cromit	Gasiterit
Apatit	Hematit	Grisoberit
Beril	Hipersten	Columbit
Brookit	Ilmenit	Monazit
Gasiterit	Magnetit	Turmalină
Gorindon	Plrop	Xenotim
Melanit	Sfen	
Monazit	Zircon	
Rutil	Zoisit	
Spesartin		
Sfen		
Spodumen		
Topaz		
Turmalină		
Xenotim		
Zircon		

Tabelul 4.1 (continuare)

Epimetamorfit	Mezometamorfit	Roci de contact
Almandin	Epidot	Andradit
Anatas	Grenat	Epidot
Adraditt	Grosular	Grosular
Beril	Hematit	Hematit
Brookit	Magnetit	Magnetit
Gloritoid	Melanit	Vezuvian
Glinozolit	Perovskit	Wollastonit
Disten	Picotit	
Gordierit	Pirop	
Gorindon	Rutil	
	Sillimanit	
	Sfen	
	Spinel	
	Spodumen	
	Staurolit	
	Topaz	
	Turmalină	
	Tremolit	
	Vezuvian	
	Wollastonit	
	Zolit	

zircon (izometric/prismatic) și apatit (acicular/izometric), culoarea la granați (verde/roz), rutil (roșu/galben) și turmalină (brun/albastru) derivă din condițiile de formare — magmatice sau metamorfice. Toate aceste trăsături specifice conferă mineralelor grele și calitatea de „minerale de corelație”. Stabilirea de zone mineralogice în depozite epiclastice lipsite de faună a ușurat mult orizontarea lor stratigrafică. Exemplele sînt numeroase, atît în zona flisului din Carpații Orientali, cît și în Bazinul Transilvaniei.

Asocierea unor minerale cu stabilitate chimică și mecanică diferită face ca raportul lor procentual întîlnit în epiclastite să devină și un indicator de maturitate. Tipică pentru această semnificație este asociația „zircon-turmalină-rutil”, în care cantitatea de zircon crește proporțional cu gradul de prelucrare a sedimentului inițial.

Istoria transportului și acumulării lor se poate, adesea, desluși prin investigarea conturului mineralelor: granulele foarte rulate reprezintă, de regulă, produse reciclate din vechi depozite epiclastice. Prezența zirconului, de exemplu, cu conture atît euhedrale-angulare cît și foarte rotunjite, constituie o dovadă a dublei sale proveniențe — din roci endogene și, respectiv, sedimentare.

LITOCLASTE (fragmente litice)

În această categorie intră fragmentele compuse din mai mult de două cristale ale aceleiași specii minerale sau ale unor specii diferite. Probabilitatea existenței unor astfel de constituenți crește o dată cu creșterea dimensiunii fragmentelor și, pentru acest motiv, ponderea lor în arenite ajunge pînă la 25—30% și domină net compoziția ruditelor.

În aceste depozite, fragmentele litice aparțin tuturor categoriilor de roci cunoscute — magmatice, metamorfice și sedimentare — și cu cît sînt mai numeroase, cu atît pot oferi informații mai complete asupra alcătuirii petrografice a ariilor sursă. Mai mult decît mineralele grele, ele pot servi ca indicator

de proveniență la orizontări stratigrafice sau, adesea, prin corelare cu observații granulometrice și morfometrice, la stabilirea condițiilor hidrodinamice în care s-a produs transportul — cazul litoclastelor din fluviul carpatic (conglomeratele de Larga, stratele de Hangu) sau al celor precambriene din arenitele bazinei assyntie din Dobrogea Centrală.

Dimensiunile fragmentelor variază liniar cu distanța pe care se efectuează transportul și sunt influențate de structura și compoziția rocilor: — fragmentele rocilor larg cristalizate se dezagregă mai ușor și păstrează foarte rar dimensiunea cu care au intrat în mediul de transport; fragmentele de roci fin cristalizate se dezagregă mai greu și manifestă o tendință de păstrare a dimensiunii inițiale (atunci când nu suferă o deplasare prea îndelungată sau nu sunt reluate în cicluri succesive).

Forma fragmentelor, din cauza modificărilor frecvente în timpul transportului, nu este totdeauna semnificativă.

stn. așanite
Litoclastele magmatice provin mai ales din vulcanite care, deși sunt formate la suprafața scoarței, sunt subordonate rocilor plutonice din punct de vedere al frecvenței, se conservă mai ușor datorită structurii afanitice și stabilității lor mecanice ridicate.

Litoclastele metamorfice, adesea foarte frecvente, provin din roci cuarț-feldspatice (gnaise), micașturi și filite. Găleții respectivi, moștenind structura acestora, prezintă forme cu grade de alungire și aplatizare pronunțate.

Litoclastele sedimentare sunt prezente în special prin termeni stabili în procesul de transport și sedimentare: silicoite, argile și argilite, gresii cuarțoase, ferilite și, mai rar, calcare (micrite) și dolomite.

b. Fraclunarea autigenă

În sedimentele și rocile epiclastice, mineralele autigene (de neoformație), totdeauna mult subordonate celor alogene, sunt reprezentate prin specii din grupa silicei (cuarț, calcedonie, opal), prin carbonați (calcit, dolomit, siderit), prin sulfuri (gips, anhidrit, baritină), fosfați (colofan), oxizi și hidroxizi de fier (hematit, goethit), silicați (glauconit, clorit), pirită etc. Ele reprezintă produse de precipitare din soluții interstițiale sau din ape de circulație și se întind sub formă de ciment, de cristale euhedrale diseminate sau formând pseudomorfoze după cristale mai vechi.

c. Alți constituenți

Alături de constituenții principali, ca o expresie a originii foarte diferite a produselor din epiclastice și a proceselor care interferează cu mecanismele de acumulare a clastelor, se mai pot găsi vulcanoclaste și/sau bioclaste.

Prezența vulcanoclastelor — reprezentate prin vitroclaste, cristaloclaste sau litoclaste — se datorește exploziilor vulcanice concomitente sedimentării terigene. Ele contaminatează materialul detritic și determină, atunci când participarea lor este mare, tranziția spre vulcanoclasticită (piroclasticită).

Bioclastele sunt prezențe curente în gresii și conglomerate. Ele aparțin fie unor organisme care au trăit în ambianța sedimentării siliciclastice — moluște, echinoderme, foraminifere —, fie unor depozite mai vechi, carbonatice sau silicioase din care au fost remaniate.

d. Compoziția chimică

Sedimentele și rocile epiclastice moștenesc în parte chimismul unor formațiuni preexistente; în realitate, însă, ele pot căpăta o compoziție chimică particulară, care să constituie un criteriu de clasificare, de corelare sau de stabilire a condițiilor genetice. Desigur că prin analiza chimică a unor depozite clastice consolidate nu se va putea preciza, fără o corelare cu o analiză microscopică, sursa conținutului de oxizi (dacă este determinat de granoclaste și lito-claste sau de cimentul lor autigen).

Tabelul 4.2

Compoziția chimică a principalelor roci detritice

Oxizi %	Tilite (Petti- John)	Nisipuri cuarțoase (Ruhin)	Gresii cuarțoase (Blatt 26 an.)	Gresii litice (Blatt 20 an.)	Arcoze (Blatt 32 an.)	Gray- wacke (Blatt 61 an.)	Aleurolite (Papiu)
SiO ₂	64,50	64,5 — 99,3	95,4	66,1	77,1	66,7	52,13 — 64,31
Al ₂ O ₃	15,66	0,33 — 3,10	1,1	8,1	8,7	13,5	8,72 — 5,76
Fe ₂ O ₃	2,89	0,08 — 0,80	0,4	3,8	1,5	1,6	4,36 — 5,58
FeO	3,55	—	0,2	1,4	0,7	3,5	—
MgO	3,83	0,03 — 0,12	0,1	2,4	0,5	2,1	2,25 — 3,41
CaO	0,46	0,06 — 0,73	1,6	6,2	2,7	2,5	14,66 — 7,76
Na ₂ O	1,60	0,20 — 0,55	0,1	0,9	1,5	2,9	2,03 — 4,02
K ₂ O	5,86	0,10 — 0,85	0,2	1,3	2,8	2,0	1,80 — 2,64
CO ₂	0,31	—	1,1	5,0	3,0	1,2	10,85 — 5,12

an — analize

Cu ajutorul datelor prezentate în tabelul 4.2 se pot contura câteva trăsături chimice ale principalelor tipuri de depozite. Astfel, rocile cu un raport SiO₂/Al₂O₃ ridicat corespund varietăților bogate în cuarț, sărace în minerale argiloase și silicați de aluminiu detritici și sunt considerate „mature” (de exemplu, nisipuri cuarțoase, conglomerate și gresii cuarțoase); cele cu un raport SiO₂/Al₂O₃ scăzut sunt considerate „imature” (de exemplu, conglomerate polimictice, graywacke, gresii litice etc.). De asemenea, în depozitele cu K₂O > Na₂O conținutului alogeni par a proveni din roci de origine crustală (granite, gnaise) și s-au acumulat preferențial în fose tectonice din zone de eraton. Oxizii de Ca și Mg sunt legați de obicei de prezența unor minerale autigene (calcit, dolomit, sulfat), care joacă rol de ciment al clastelor. Din momentul în care studiile izotopice au devenit „operații” curente în petrologia sedimentară, examenul raportului ¹⁸O/¹⁶O s-a dovedit a fi util pentru precizarea caracterului alogen/autigen al cuarțului, feldspatilor, calcitului și este recomandat în continuare în studiul fracțiunii argiloase și al produselor diagenetice.

4.1.2. Textura și structura rocilor epiclastice

Parametrii texturali — dimensiunea, forma și caracterul suprafeței clastelor — sunt rezultatul interacțiunii dintre granulele detritice și mediul în care acestea se deplasează și/sau se acumulează. Evoluția proceselor de sedimentare siliciclastică generează corpuri de sedimente cu geometrie variabilă și cu structuri (relații spațiale interclaste) foarte complexe. Dacă informațiile despre

natura mineralogică și petrografică a clastelor ne conduce cu certitudine la reconstituirea ariei sursă, atunci și cunoașterea texturii și structurii epiclastitelor, în general, reprezintă mijlocul cel mai sigur de a reconstitui istoria dinamică a sedimentelor care s-au aflat la originea lor și, implicit, paleomediile de sedimentare.

a. Textura epiclastitelor

Caractere granulometrice. În cazul rocilor epiclastice, cunoașterea dimensiunii granulelor și repartitia lor într-un anumit edificiu petrografic se realizează prin analiza granulometrică care mai are ca rezultat evidențierea de clase (fracții) granulometrice și obținerea informației pentru calcularea parametrilor granulometrici. Metoda, în sine, este laborioasă și conduce în cele din urmă la o prelucrare statistică a valorilor obținute. Anii din urmă au strâns cantități impresionante de analize granulometrice, care au permis prelucrări din ce în ce mai rafinate și mai rapide — pe calculator, de exemplu — fără însă ca în domeniul interpretării lor saltul să fie spectaculos și să plaseze informația în categoria „diagnostic sigur”. Cu toate acestea analiza granulometrică nu trebuie evitată, ea rămânând — în toate studiile pe epiclastite — un „cap de pod” al concluziilor sedimentogenetice.

Categoriile granulometrice fundamentale cu care se operează în domeniul sedimentar și al rocilor epiclastice sînt: *pselit*, *psamit*, *aleurit*, *pelit* (cu etimologie greacă) sau echivalentele lor *rudit*, *arenit*, *silt*, *lutit* (cu etimologie latină) (v. tab. 4.5). Dimensiunile (diametrul) se exprimă în mm, în microni și în unități phi. Acestea din urmă reprezintă logaritmul negativ în baza 2 al diametrului în milimetri, adică $\phi = -\log_2 d$ [mm] și permite obținerea de valori întregi pentru limitele claselor granulometrice, cu numere negative spre granulele groșiere și numere pozitive spre particulele fine (valoarea zero phi corespunde diametrului de 1 mm). Dimensiunile granulelor se reprezintă pe diverse grafice — histograme, poligoane sau curbe de frecvență, curbe cumulative — prin valori ce reprezintă frecvența lor (pe ordonată) și intervalele claselor granulometrice (în mm sau unități „phi”) (pe abscisă). Pentru calcularea parametrilor granulometrici care precizează distribuția dimensiunilor într-o probă se utilizează curbele cumulative care exprimă frecvența granulometrică cumulată (fig. 4.3). Valorile obținute prin intermediul unor astfel de curbe se numesc *percentile* și reprezintă diametrul granulelor ce corespund unei anumite frecvențe cumulate. Pentru calcularea principalelor parametri granulometrici, Trask, Inman, Folk au propus utilizarea percentilelor P_1 , P_5 , P_{16} , P_{25} , P_{50} , P_{75} , P_{84} , P_{95} . Plecînd de la aceste valori, se calculează parametrul C și parametrii tendinței centrale — modul, mediană, medie — și parametrii uniformității distribuției — deviația standard.

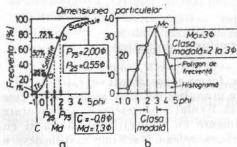


Fig. 4.3. Curba cumulativă, parametrii distribuției dimensiunilor (C și Md) și semnificația dinamică a segmentelor de dreaptă ce o alcătuiesc [30 și 35].

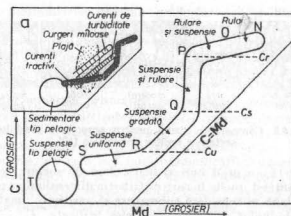


Fig. 4.4. Diagrama C/Md (Pasiega), de corelare a valorilor diametrului mediu cu valorile indicelui de elasticitate (C) [35].

Parametrul $\bar{C}$ reprezintă diametrul corespunzător percentilului de 1% (P_1) și exprimă dimensiunea particulelor din fracțiunea grosieră (indicată de extremitatea stângă a curbei cumulative). El este, astfel, o măsură a competenței organismului de transport și mai este cunoscut și sub denumirea „indice de elasticitate”.

Atit mediana, cit și media indică energia cinetică medie a agentului de transport și sedimentare; valoarea mediane este influențată considerabil și de constituția granulometrică a materialului furnizat de aria sursă prin absența inițială a unor fracțiuni granulometrice.

Utilizarea simultană a parametrilor C și Md l-a condus pe Pasiega (1957) la întocmirea unei diagrame cu semnificație ambientală (fig. 4.4), prin care s-ar putea aprecia condițiile de transport și sedimentare ale curenților tractivi (riuri, valuri, curenți marini). În cadrul diagramei, punctele de inflexiune ale curbelor indică diametrul maxim ce poate fi transportat în suspensii uniforme (Cu), cel mai mare diametru al elastelor deplasate în suspensii gradate (Cs) și diametrul optim pentru mișcarea prin rulare pe fund (Cr).

Deviația standard σ_n (Inuman 1952) indică uniformitatea distribuției prin media dimensiunilor (în unități phi) corespunzătoare frecvențelor în punctele de inflexiune ale curbei normale :

$$\sigma_n = \frac{\Phi_{80} - \Phi_{16}}{2}$$

și permite o apreciere a omogenității sau a gradului de sortare a unui depozit (fig. 4.5). Astfel, sortarea apare ca un parametru util în aprecierea modului de transport al materialului și în deosebirea diferitelor medii de sedimentare : gradul de sortare oglindește capacitatea agentului de transport de a separa și depune granulele în funcție de dimensiunea, forma și greutatea lor specifică. Creșterea gradului de amestec al materialului, deci o slabă sortare, se poate datora fie unui transport prin saltăție și tracțiune, fie descreșterii competenței mediului care efectuează transportul. Sortarea crește de la depozitele glaciare spre cele fluviale, marine și eoliene, iar rocile în care distribuția dimensiunilor

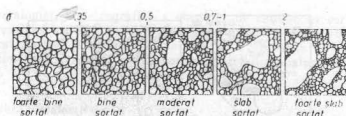


Fig. 4.5. Comparator vizual pentru aprecierea gradului de sortare a rocilor epiclastice [13].

grannelor reflectă un grad bun și foarte bun de sortare se consideră roci mature; prin contrast, rocile în care distribuția dimensiunilor reflectă o sortare moderată sau slabă se consideră submature și, respectiv, imature; este cazul freevent al turbiditelor și corespondentelor litificate.

Prin informațiile pe care le oferă, datele analizelor granulometrice servesc mai curind la diferențierea proceselor de transport și acumulare care acționează în „ambianțele” respective și mai rar la precizarea acestora (fig. 4.6).

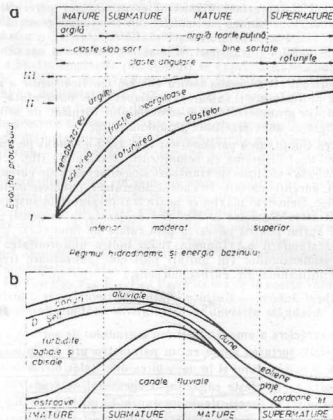


Fig. 4.6. Maturitatea texturală a epiclastitelor ca o funcție a prelucrării mecanice a granulelor în timpul transportului și imediat după depunerea (a); corelarea sa cu diverse sisteme depozitionale (b) [13].

Caractere morfometrice. Forma granoclastelor și litoclastelor este o funcție complexă a geometriei, compoziției și structurii fragmentului primar, a dimensiunii sale, a distanței de transport și energiei mediului care a efectuat transportul etc. Formele primare cu care se poate compara geometria particulelor vor fi, deci: echidimensionale dacă provin din roci echigranulare; bidimensionale dacă provin din roci stratificate sau șistoase; unidimensionale dacă derivă din minerale prismatice sau agregate aciculare.

Exprimarea formei particulelor printr-o valoare numerică este, astăzi, o operațiune curentă și necesară. Parametrii utilizați în analiza morfometrică a rocilor epiclastice sînt calculați pe baza diametrelor a — lungime, b — lățime, c — grosime, iar cele mai multe semnificații sedimentologice le oferă indicele de rotunjime (Ro) și indicele de sfericitate (S). În cazul în care $a = b = c$ sau tinde către această relație, forma este izometrică sau sferică; cînd $a = b \neq c$ formele sînt tabulare sau lamelare, iar cînd $a > b$ și c este vorba de forme prismatice sau aciculare.

Rotunjimea unui granol definește frecvența muchiilor și colțurilor, precum și raportul dintre suprafețele plane, concave și convexe care învâluie volumul său. Ea se exprimă în clase de angularitate prin termenii *angular*, *subangular*, *subrotunjit*, *rotunjit* și *foarte rotunjit*, iar în termeni matematici prin indicele de rotunjime (fig. 4.7).

Evoluția rotunjimii și sfericității formelor primare spre formele derivate din alcătuirea sedimentelor și rocilor analizate depinde de agentul de transport (apă, aer sau gheață), modul de deplasare (tracțiune sau saltăție), regimul curgerii (laminar sau turbulent), distanța de transport și timpul de prelucrare. Astfel, valoarea lui Ro crește permanent cu creșterea gradului de prelucrare și cu durata (timpul) de transport, iar S evoluează spre 1 la formele primare izometrice. De asemenea, Ro este mai accentuat și se modifică mai repede la fracțiunile grosiere decît la cele fine. Gradul de rotunjime al particulelor se modifică mai intens în urma deplasării prin rostogolire și saltăție și mai puțin prin tirire.

Categori morfometrice	Angula- ritatea Ang	Indicele de rotunjime Ro (după Folk)	Aspectul granulelor în secțiune transversală	
			Sensul creșterii sfericității (S)	
Angular	3,00- 2,00	0,125- 0,250		
Subangular	1,90- 1,60	0,258- 0,330		
Subrotunjit	1,50- 1,10	0,353- 0,466		
Rotunjit	1,00- 0,60	0,500- 0,690		
Foarte rotunjit	0,50- 0,30	0,707- 1,000		

Fig. 4.7. Comparator vizual pentru aprecierea claselor de angularitate și a indicelui de rotunjime (Ro) [13].

Caractere exoscopice. În raport cu caracterele pe care le prezintă granulele detritice imediat după dezagregare, aspectul suprafeței lor (sau trăsăturile exoscopice) se modifică continuu ca o consecință a factorilor de mediu în care evoluează, deci procesele care le prelucresc; cauzele pot fi mecanice — frecare, șlefuire, măcinare, forfecare, impact — sau chimice — dizolvare, precipitare, supracreștere — și apar în timpul interacțiunii care se stabilește între granula și mediul său de transport, depunere, diagenază. Intensitatea și durata prelucrării granulelor în aceste medii (marin, deltaic, fluvial, desertic, glaciatic) imprimă acestora trăsături exoscopice specifice, care servesc, alături de observații granulometrice și morfometrice, la stabilirea criteriilor texturale de reconstruire a paleomediilor de sedimentare.

Principalele elemente cu caracter exoscopic (morfoscopic) sînt reprezentate prin creste, excavații, șanțuri, cratere, anvelope și se regăsesc asociate în variate „figuri” superficiale (fig. 4.8).

Urme mecanice. Figurile de frecare sau abraziune apar sub forma unor striuri superficiale, rectangulare sau curbate și, de regulă, paralele între ele; sînt caracteristice transportului în masă și transportului glaciatic. Figurile de măcinare au contur circular sau semicircular și prezintă un centru de rulare; sînt specifice mediului glaciatic. Figurile de impact sau peneșuri capătă aspectul unor cratere cu secțiune conică (în „V”), ascuțite și separate de suprafețe mate în cazul granulelor „coliene”, și a unor cratere circulare, cu secțiune curbă (în „U”) în cazul granulelor „fluviale”.

Urme chimice. Figurile de dizolvare selectivă au aspect regulat, triunghiular și reflectă intersecția planurilor de clivaj cu suprafața granului. Precipitări secundare specifice modifică aspectul suprafeței prin depunere de solzi cristalini, globule, agregate radiare, flori.

Urmele biotice sînt rare și se datoresc microorganismelor epilate — diatomee și bacterii — care trăiesc fixate pe suprafața unui granula; se întîlnesc în sedimente de plajă sau fluvial-deltaice.

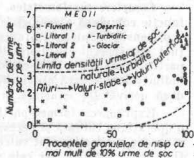


Fig. 4.8. Densitatea urmelor de coliziune pe suprafața clastelor prelucrate în diverse sisteme de depozitionare [5].

Compoziția granulometrică a detritusului din aria sursă se modifică treptat, prin transportul său spre bazinele de sedimentare. Frațiunile lutitică și siltică sînt ușor îndepărtate, iar cea arenitică și cea ruditică își micșorează dimensiunile primare în sensul deplasării lor sau în locul în care, depuse fiind, pot fi mișcate de valuri și curenți. Curgerea turbulentă, regimul hidrodinamic superior și energia de bazin mare sînt responsabile de creșterea indicelui de rotunjime la toate granulele aflate în sistemul dinamic respectiv; desigur, la elastele cu durități mai mici (de carbonați, feldspați) mai repede decît la cele cu durități mai mari (cuart). Aceiași factori contribuie sever la modificarea suprafeței granulelor. Astfel, pe măsură ce gradul de prelucrare a unui material antrenat din aria sursă spre bazinul de acumulare crește, sortarea sa

granulometrică devine mai bună. Micșorarea dimensiunilor, creșterea indicelui de rotunjime și a frecvenței urmelor de ciocnire sau creșterea gradului de sôr-tare conferă unui sediment o maturitate texturală avansată. Ținând cont de condițiile (și mediile) în care se realizează și corelând maturitatea texturală cu maturitatea mineralogică a epiclastitelor, nisipurile și gresiile cuarțoase se consideră roci foarte mature, cele litice și feldspatice moderat mature, iar conglomeratele, gresiile bogate în fracțiune argiloasă și aproape întotdeauna curgerile în masă sînt depozite imature.

b. Structura epiclastitelor

Relațiile spațiale bi- și tridimensionale care se stabilesc între clastele ce constituie un volum de sedimente detritice și aspectul, adesea particular, al suprafeței corpului respectiv de sedimente (strat, lentilă, cordon etc.) sînt generate de cauze mecanice, chimice și biotice și constituie structuri sedimentare ale acestora. În domeniul sedimentelor și rocilor epiclastice, varietatea lor este foarte mare, iar identificarea acestora și stabilirea poziției reale în strat constituie o premisă importantă pentru reconstituirea proceselor care le-au generat și, astfel, a sistemelor depozitionale în care au luat naștere.

Studiul structurilor mecanice efectuat pe nisipuri și gresii sau pietrișuri și conglomerate se confundă adesea cu o analiză a paleocurenților, cu o investigație a regimului de transport și sedimentare a materialului clastic și cu o reconstituire a energiei de bazin; de asemenea, foarte multe din aceste structuri pot elucidă „dileme tectonice” dînd un diagnostic precis al poziției normale sau răsturnate a straturilor care le conțin.

Ambianța de sedimentare a epiclastitelor, în general, poate fi lesne refăcută și prin intermediul structurilor biotice care ne oferă informații directe privind energia de bazin și adîncimea acestuia, rata de acumulare a sedimentelor etc.

Aceste direcții de cercetare au devenit, în ultima vreme, o condiție a succesului în rezolvarea a numeroase probleme legate de ocurențele de cărbuni sau minerale grele localizate în depozite epiclastice.

În domeniul rocilor epiclastice, structurile chimice sînt mai puțin spectaculoase și ilustrează, aproape în exclusivitate, procese postdepozitionale (diagenetice). Prin natura lor și modul de ocurență ele controlează mai mult evoluția „spațiului interstițial” și, de aceea, cunoașterea lor detaliată se impune ori de cîte ori avem în vedere circulația fluidelor în astfel de roci: deci măsura în care ele pot deveni sau nu colectoare de hidrocarburi.

Pentru toate aceste scopuri, studiul sistematic al structurilor rocilor epiclastice va trebui să aibă în vedere atît organizarea internă a clastelor (structurile interne), cît și „morfologia” suprafeței de strat la baza acestora sau în „top”-ul lor. Pentru că structurile în sine și cauzele lor au fost analizate într-un capitol anterior, aici vom sublinia doar cîteva semnificații sedimentogenetice ale acestora. Gruparea lor pe criterii genetice, spațiale și geopetale o prezentăm în tabelul 4.3.

Structuri depozitionale vectoriale. Organizarea clastelor în timpul acumulării lor determină structuri interne și superficiale cu caracter vectorial utilizate frecvent în stabilirea direcțiilor de paleocurenți. Ele pot avea atît

Tabelul 4.3. Clasificarea structurilor sedimentare din rocile epiclastice

			Transport individual	Transport în masă
1. MECANICE	— construcționale	— interne	— imbricația galeților	
			— lminații oblice	
			— lminații paralele	
			— granoclasări	
			— —	a) curgeri fluidizate
		— la suprafața stratului	— —	b) avalanșe de nisip
			— —	c) curgeri mloase
			— —	— undulații
			— „forme de fund”:	— valuri de nisip
			— —	— antidune
2. CHIMICE	— erozionale	— la suprafața stratului	— caneluri de eroziune	
			— riduri de draga	
	— deformaționale	— interne	— lminații convolute	
			— —	
		— la suprafața stratului	— —	
			— tasări diferențiale	
	— dizolvare sub presiune	— la limita dintre strate	— —	— stilolite
			— —	— con în con
	— difuzie	— interne	— —	— concrețiuni
	— cimentare	— interne	— —	— structuri fenestrale
3. BIOTICE	— difuzie și deshidratare	— la suprafața stratului	— —	— duricruste
			— —	— poligoane de contracție
	— bioturbații interne	— struct. deformative	— —	— Skolitos
			— struct. figurative	— Cruziana
	— bioglife — la suprafața stratului	— —	— repichnia	— Zoophycos
			— pascichnia	
			— —	
			— cubichnia	

un caracter planar — cum este cazul îmbricației galeșilor și lăminației oblice — cit și un caracter linar, în cazul formelor de fund (ondulații de valuri și curenți) sau al mecanoglifelor de eroziune (caneluri, riduri de dragaj, urme discontinue etc.).

Galeșii oblați din masa ruditelor se dispun cu planul „ab“ în sens contrar direcției de curgere a curențului și fac un unghi mai mic cu substratul în zonele litorale și, mai mare, în albiile fluviale; astfel de structuri au fost evidențiate în Formațiunea de Carapeli, Unitatea Măcin (Oaie, 1986).

Lăminația oblică și în special poziția lamei frontale față de substrat sînt elemente frecvent utilizate în stabilirea direcției de curgere a curenților, mai ales în cazul în care observarea ei se poate face în două plane perpendiculare unul pe celălalt. Recunoscute cu destulă ușurință în nisipuri și gresii, la scări mai mici în depozitele fluviale și deltaice și mult mai mari în cele eoliene, lăminația și stratificația oblică sînt frecvent utilizate în reconstituirea direcțiilor de transport a materialului elastic (ex. în Bazinul Comănești), în flișul assyntic din Masivul central dobrogean, în flișul cretacic din Carpații Orientali (Jipa 1983, 1971, Panin et al. 1968).

Dintre „formele de fund” construite de un curent tractiv și conservate la partea superioară a nivelelor de gresii, ondulațiile de valuri și curenți au crestele dispuse perpendicular pe direcția de înaintare a apei și/sau aerului și paralel între ele atunci cînd viteza de curgere nu este prea mare; flancul scurt înclină întotdeauna spre „aval”.

Mecanoglifile de eroziune cu caracter linar — caneluri, riduri etc. — se recunosc frecvent în seriile de fliș în care se conservă sub formă de muleje în baza stratelor de gresie; orientarea lor concordă întotdeauna cu direcția de deplasare a curențului sau elastelor transportate de acesta (fig. 4.9). De aceea, înregistrarea statistică a acestor orientări poate sta oricînd la baza întocmirii unor „rozete de curent” necesare pentru precizarea direcțiilor predominante și/sau întocmirea unor hărți de paleocurenți (cum a fost cazul hărții elaborate de D. Jipa pentru structurile din „șisturile verzi” ale Dobrogei Centrale) prin care se sugerează și poziția relativă a ariilor sursă de material terigen.

Structuri depozitionale ambientale. Dintre structurile interne cu semnificație ambientală, lăminația oblică indică transportul elastelor prin tracțiune pe fund, iar poziția lamei frontale față de substrat — dreaptă (angulară) sau tangențială — se corelează cu creșterea vitezei curențului (fig. 4.10).

Granoclasarea normală rezultă ca urmare a pierderii treptate a sarcinii în suspensie a unui mediu și prin aceasta sugerează scăderea competenței sale. La o scară mare, stratificația gradată normală poate fi expresia unor procese de acreție laterală în timpul unei transgresiuni, iar cea inversă expresia progradării stimulată de regresiune. Împreună cu lăminația paralelă, aceste structuri sînt și expresia unei energii de bazin scăzute (fig. 4.11).

Curgerile fluidizate, avalanșele de nisip și curgerile mloase, caracterizate întotdeauna prin lipsa organizării interne a elastelor, exprimă cu pregnanță

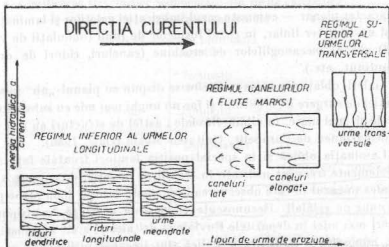


Fig. 4.9. Morfologia canelurilor de eroziune și orientarea lor față de direcția și regimul curentului care le-a generat.

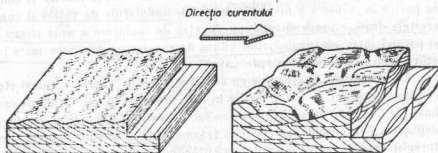


Fig. 4.10. Relația dintre corpurile cu laminare oblică tabulară (a), corpurile cu laminare concordantă (b) și poziția creștelor undulațiilor de curent [5].

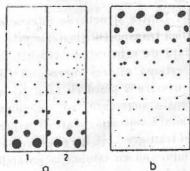


Fig. 4.11. Granoclasare normală (a) completă (1) și fracționată (2) și granoclasare inversă (b).

condițiile transportului în masă și/sau ale curenților de turbiditate și se întâlnesc în multe secvențe din seriile de fliș și molasă.

Structurile suprafețelor de strat — atît ondulațiile de curent, cît și mecanoglifile de eroziune — pot îmbrăca alături de caracterul lor vectorial și unul ambiental. Indicele de undulare (indicele „ripple” dat de raportul L/H) este un criteriu de mediu: valorile mici caracterizează ondulațiile de oscilații (valuri), iar cele mari pe cele de curent și eoliene; pierderea continuității creștelor — trecerea de la cele „liniare”, sinuoase, la cele lunate și linguoide — se realizează pe măsura creșterii vitezei curentului și scăderea adâncimii apei. În aceleași condiții ambientale, ridurile de dragaj devin din „longitudinale” „transversale” (v. fig. 4.10).

Structuri postdepozitionale. După acumulare, sedimentele elastice își pot modifica organizarea internă grație aceluiași cauze mecanice, biotice și/sau chimice. Se formează, astfel, noi structuri, cum ar fi:

— stratificația convolută, în cazul alunecării pe pantă a unor depozite bogate în silturi și lutite;

— structurile canaliforme de bioturbație în depozite lutitice și siltice care marchează prin frecvența lor un hiatus în sedimentare, iar prin poziția în strat (verticale sau înclinate) devin un indicator batimetric, sugerînd trecerea de la ape puțin adînci la ape adînci;

— structurile de cimentare selectivă și difuzie, cu formare de trovanți și concrețiuni, sînt caracteristice nisipurilor și reflectă gradul de deschidere și comunicare a spațiului interstițial. Forme spectaculoase pot fi observate în Miocenul din zona Costești, Vilcea.

Suprafața stratelor se modifică postdepozitional prin tasare diferențială (cu apariția structurilor de suprasarcină — *load cast*), prin activitate biotică (cu apariția bioglifelor, în special urme tip *repichnia*, *pascichnia*, *cubichnia*, caracteristice gresiilor din zonele de fliș și molasă) sau prin dizolvare sub presiune (cu formare de stilolite, structuri con-in-con și contacte suturale). Toate aceste trăsături imprimă depozitelor în care apar trăsături specifice folosite adesea în corelări litostratigrafice.

Structuri geopetale. Dispoziția constantă a elementelor planare sau liniare din constituția unui depozit epiclastic față de substratul sau acoperișul său conferă structurilor sedimentare un caracter geopetal, adică posibilitatea de a preciza poziția normală sau răsturnată a stratelor respective.

Astfel:

— în baza stratelor de gresii apar sub formă de mularje: mecanoglifile de eroziune (caneluri și riduri), bioglifile de reptăție și adăpost și structurile de suprasarcină;

— la partea superioară a stratelor de nisip sau gresie apar: ondulațiile de curent, iar la siltite și lutite poligoanele de contracție, urmele picăturilor de ploaie și șanțurile de eroziune.

În interiorul stratelor, structurile fenestrale au talpa paralelă cu baza stratului, iar laminele frontale își deschid concavitatea spre partea superioară a stratelor. În orice investigație de geologie structurală structurile sînt întotdeauna utilizate ca o informație complementară în reconsiderările tectonice ale formațiunilor epiclastice.

4.1.3. Diageneza sedimentelor epiclastice

După acumulare, sedimentele epiclastice, pentru a deveni roci, suferă modificări importante, care vizează atât poziția clastelor și spațiul intergranular, cât și natura mineralogică a acestora. Practic, toate procesele diagenetice fundamentale participă la litificarea sedimentelor primare, iar transformările specifice lor sunt dependente de factori care țin de proprietățile clastelor (granulometrie, compoziție mineralogică), fie de factori ai mediului postdepozițional: natura soluțiilor interstițiale și adâncimea de îngropare. Prin schimbarea poziției clastelor în timpul îngropării progresive se modifică structurile depoziționale și se reorganizează spațiul intergranular; reducerea porozității este, în acest sens, consecința cea mai importantă. Simultan cu această tendință, forțe mecanice și procese chimice generează în jurul clastelor un liant, contribuind astfel la „consolidarea” sedimentului. Procese tirzite, tot de esență chimică, scot din sistem clastele instabile și metastabile substituindu-le cu neoformații stabile, provoacă solvări ale liantului proaspăt format, sau generează compuși noi cu forme specifice. Tabloul unei gresi sau conglomerat constituie, de multe ori, o imagine mult schimbată față de configurația inițială a nisipului sau pietrișului care s-a aflat la originea lor.

1. **Tasarea și formarea matricei.** Acumularea unei stive de sedimente peste un volum de depozite epiclastice mai vechi are drept consecință comprimarea acestora din urmă și reducerea porozității inițiale.

Compoziția granulometrică a depozitelor controlează îndeaproape evoluția sa ulterioară. Astfel, sedimentele grosiere, rudice și arenitice au o porozitate inițială de 30–50% față de cea care apare în silte și lutite (80%); cu cât gradul de sortare al depozitului este mai bun, cu atât porozitatea sa va fi mai redusă. Diferențe în volumul inițial al spațiului intergranular pot proveni și din forma și modul de așezare (impachetare) a clastelor. Impachetarea cubică pentru granule cu forme identice generează o porozitate de 35–45%, iar impachetarea rombică o porozitate de 20–25%. La adâncimea de cea 1 500 m porozitatea nisipului scade la 20–30%.

Creșterea proporției de fracțiune pelitică în masa unui sediment epiclastic, respectiv de minerale argiloase, coboară mult gradul de sortare al acestuia și contribuie, prin tasare, la apariția matricei care leagă clastele arenitice și rudice. Prin litificarea unor astfel de sedimente, de regulă reprezentând produse turbiditice sau curgeri gravitaționale, se nasc roci — conglomerate și graywacke — a căror liant este o matrice de origine sindepozițională — *protomatrice* (Dickinson, 1970).

Caracterul casant sau plastic al granulelor supuse presiunii crescute din timpul tasării explică fie spargerea celor casante și conservarea lor, ca atare fie desfacerea litoclastelor, bogate în filosilicați, de-a lungul planelor de foliație, rezultând o fracție fină, plastică și elastică (clorit, sericit, caolin etc.), care poate intra în constituția matricei — *pseudomatrice* (Dickinson, 1970).

Creșterea adâncimii de îngropare la peste 1 500 m conduce, în continuare, la o scădere a porozității și provoacă, implicit, o creștere a suprafeței de contact dintre granule; se realizează, astfel, condiția intrării în reacție a clastelor instabile, a declanșării (în prezența soluțiilor interstițiale) unor procese de alterare, prin substituție și nașterea unei *epimatrice* și a unor contacte suturale. Recristalizarea fracțiunii argiloase din *protomatrice* la adâncimi de îngropare mari (4 000–5 000 m), acolo unde presiunea și temperatura permit

acest lucru, provoacă, în special, în depozitele vechi, nașterea unei *ortomatrice* cu numeroase structuri relictice. În epiclastitele assyntice din Masivul central dobrogean (zona „sisturilor verzi”) astfel de produse sînt foarte frecvente.

Procese în spațiul intergranular. În mediul subaerian, spațiul intergranular al unui depozit epiclastic este traversat temporar de soluții meteorice, iar în cel subacvatic el se află permanent ocupat de soluții apoase cu chimism variabil — dulci, salmastre sau saline; tasarea depozitelor plasate în această din urmă categorie are drept consecință eliminarea unei mari cantități de apă din „sistem” și de multe ori, în noile condiții de temperatură și presiune, modificarea chimismului celor rămase în pori. Ele constituie un mediu propice germinării cristalelor ce vor ocupa spațiul respectiv sub formă de ciment sau, alteori, un mediu reactiv față de mineralele ușor solubile. În fine, de multe ori spațiul granular astfel ocupat devine prin îngropare progresivă și sediul unor procese de recrystalizare.

Cimentarea. Precipitarea compuşilor antigeni din soluții interstițiale se realizează fie la interfața sediment/apă, fie în timpul îngropării progresive a acestuia și reflectă prin natura lor parametri chimici ai mediului postdepozitional: *pH*, *Eh*, salinitate etc. Cimentarea este un proces răspîndit în masa sedimentelor groșiere — pietrișuri și nisipuri — și bine cercetat în conglomerate și gresii; el este desigur prezent și în masa depozitelor mai fine, dar dificultăți generate de tehnica de investigație nu au permis o generalizare a studiilor în această direcție. Umplerea spațiului interstițial prin depunerea cimentului se poate realiza integral, caz în care porii inițiali sînt închiși complet sau parțial (cînd spațiul rămas neocupat constituie o *porozitate remanentă*). Din punct de vedere mineralogic la formarea cimentului epiclastitelor participă silica, carbonații, sulfații și oxizii.

Dizolvarea cimentului format într-un stadiu ulterior îngropării sau ridicării rocilor spre suprafața scoarței este un proces specific gresilor și conglomeratelor vechi cu liant calcitic și/sau sulfatic și conduce la apariția porilor secundari (sau a *porozității secundare*).

Creșterea cristalelor. Oricare din mineralele discutate pot apărea ulterior cimentării sau procesului de individualizare a matricei sub formă de cristale izolate, îmbrăcînd conture euhedrale și incluzînd faze solide aparținînd cimentului sau matricei. Produsele astfel formate au, evident, un caracter antigen și ilustrează modificări sensibile în chimismul soluțiilor interstițiale sau reacții ale acestora cu minerale preexistente. Alături de silice, calcit, anhidrit, hematit se mai formează glauconit, colofan, clorit, albit, zeoliți, prirită, baritină etc. (fig. 4.12).

Recrystalizările în spațiul interstițial ocupat de matrice sau ciment depind întotdeauna de adîncimea de îngropare și, deci, de presiunea și temperatura care controlează stabilitatea fazelor minerale. Carbonații de calciu fin cristalizați trec prin recrystalizare într-un agregat sparitic sau în monocristale largi ce includ polikriste variate claste. Fazele amorfe de opal și cele criptocristaline devin la presiuni înalte instabile și trec în cuarț. Ambele mecanisme elimină din calcit și, respectiv, silice, impuritățile insolubile care se aglomerează la marginea cristalelor nou formate.

Relația claste — soluții interstițiale — liant. Interacțiunea dintre claste și soluțiile interstițiale care circulă pe fisuri sau de-a lungul contactelor dintre granule se traduce, în evoluția unui sediment epiclastic, prin procese de dizol-

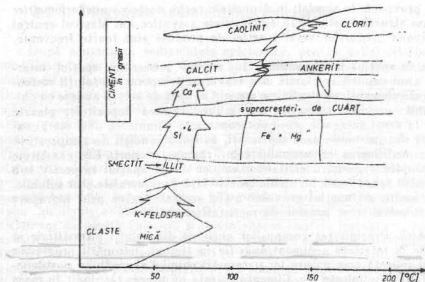


Fig. 4.12. Modificări mineralogice în timpul îngropării gresurilor, la diferite temperaturi [17].

vare selectivă și substituie a fazelor minerale metastabile și instabile : carbo-nați, nesosilicați (olivină), inosilicați (piroxeni, amfiboli), filosilicați (biotit) sau tectosilicați (feldspați, feldspatoizi).

Dizolvarea selectivă a elastelor de această natură contribuie la creșterea porozității secundare și, în timpul desfășurării procesului, la schimbarea chimismului soluțiilor. Dizolvarea sub presiune la contactul dintre claste cuarț-cuarț, calcit-calcit provoacă, la scară mică, întrepătrunderi specifice (contacte suturale), iar la scară mai mare (dm, m) conduce la structuri stilo-litice.

Procesul de substituție poate fi parțial sau total și, de cele mai multe ori, se desfășoară cu păstrarea formelor cristalografice a mineralelor înlocuite (pseudomorfoze). Dintre cele mai frecvente fenomene de substituție în rocile epielastice menționăm :

- înlocuirea cimentului calcitic prin dolomit, în special în gresiile fine (sursa Mg^{2+} : apele interstițiale) ;
- pseudomorfozele de caolin după feldspați, care au loc în diageneza timpurie (în condițiile îngropării la mică adâncime) ;
- pseudomorfozele de calcit după minerale argiloase, în diageneza târzie (în condițiile îngropării progresive și ale unui pH alcalin) ;
- substituția cuarțului de către calcit (coroziuni periferice), în diageneza târzie, de către soluții cu pH alcalin ;
- albitizarea feldspatului potasic în graywacke.

Argilizarea completă a unor claste preexistente în roci cu matrice poate șterge vechile conture împiedicând astfel integrarea lor la procesul depozițional, iar pe de altă parte poate amplifica participarea procentuală a fracțiunii argiloase, pelitice, la alcătuirea liantului ; cînd natura ei secundară este demonstrată, prin microscopie electronică sau studii izotopice, am văzut că liantul reprezintă o epimatrice.

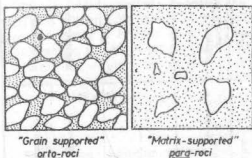
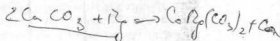


Fig. 4.13. Relația claste-liant în rocile epiklastice.

ponderarea revine liantului (liant > granule); paraconglomerate și paragresii. În același timp se obișnuiește să se considere ortorocile edificii petrografice formate dintr-un „schelet” granular — claste cu contacte tangențiale, liniare sau concav-convexe („grain-supported” în engl.) — îmbrăcat într-un ciment, iar pararocile, edificii al căror „schelet” este o matrice în care sînt dispersate claste libere, ce nu vin în contact direct (în engl.: „matrix-supported”). În cele mai multe cazuri ortorocile corespund depozitelor mature, bine sortate, iar pararocile corespund depozitelor imature și slab sortate (de regulă, materializate în curgeri gravitaționale (debris flow, mud-flow etc.).



4.1.4. Sistematica epiklastitelor

Depozitele epiklastice — sedimente și roci — cu caracter de acumulări mobile sau consolidate se grupează în categorii petrografice după criterii foarte diferite. Acceptat de toți cercetătorii ca un criteriu de ordinul I, general valabil și ușor de aplicat, cel granulometric permite separarea de clase dimensionale ca o expresie a „prelucrării” clastelor între locul lor de origine și cel de acumulare. În cadrul unor astfel de clase, pentru a se ajunge la entități petrografice, se operează (adesea) cu criterii aplicate într-o succesiune care nu respectă o regulă de la o clasă la alta. Intenția este de a se obține o grupare care să fie valabilă într-un context geologic cât mai larg (structural, tectonic, de mediu, procesual) și, astfel, căpătînd o semnificație univocă, să poată fi aplicată în mod curent și, deci, să circule cu ușurință. Asemenea criterii sînt de natură texturală (morfometric), structurală (relația claste-liant), compozițională (natura și originea clastelor) și genetică (privesc mediul de acumulare și mecanismele de transport și depunere). Fiecare categorie petrografică astfel separată va căpăta o semnificație petrogenetică utilă în stabilirea modelului facial și a sistemului depozițional.

Dimensiunea clastelor determinată în mod curent prin analiza granulometrică este utilizată drept principal criteriu de clasificare a epiklastitelor, indiferent de gradul lor de consolidare. Diametrele de 2 mm, 0,063 și 0,0039 mm — pe scara lui Udden-Wentworth — sînt considerate valori limită standard între 4 clase granulometrice denumite și utilizate simultan pentru depozite atât mobile cît și consolidate (vezi tabelul 4.4).

Tabelul 4.4. Clasificarea epiclastitelor ruditee și arenitee

Dimensiuni		Rudite (Psefite)	2 mm	Arenite (Psamite)	0,063 mm Silturi (Aleurite)	0,0039 mm Lutite ¹ (Pelite)
Criterii de clasificare						
Forma particulelor : →		Rotunjite	Angulare	Variate		
Gradul de consolidare	mobile	Bolvăniș Pietriș	Blocuri	Nisipuri		Loess Lehm
	consoli- date	Conglomerate	Brecii	Gresii		Siltit Argile
Lianțul (Li)		A. Para B. Orto A (Li > granule) B (granule > Li .	cu Matrice		cu Ciment	
			Graywacke		Gresii propriu-zise	
Compoziția	Monominerală (Q)	A. Oligomictice B. Polimictice	F + Q > L	L + Q > F	Gresii Q > 95 % = cuarțoase	oligomictice
	Poliminerală (Q + F + L)		Feldspatic	Litic	F > 25 % L < 25 % Arcoze L > 25 % F < 25 % G. Litice	polimictice

liant > claste → para
liant < claste → breccie

Fiecare clasă cuprinde depozite mobile: 1) pietrișuri și blocuri; 2) nisipuri; 3) silt-uri; 4) mluri și, respectiv, depozite consolidate (litificate): 1) conglomerate și breccii; 2) gresii; 3) siltite și 4) argile. Tot pe criteriul granulometric în cadrul lor se disting varietăți grosiere, medii și fine.

Data fiind originea lor variată, argilele și mlurile se impun mai degrabă ca o categorie genetică decît una granulometrică și, de aceea, vor face obiectul unui capitol separat.

slips → ...
peli → ...

RUDITE

Sistematica ruditelor se bazează, în ordine, pe următoarele criterii:

① Criteriul morfometrie: a) roci cu elemente rotunjite: pietrișuri (neconsolidate) și conglomerate (consolidate); b) roci cu elemente angulare: blocuri (neconsolidate) și breccii (consolidate).

② Criteriul raportului cantitativ dintre claste și liant. Ca o consecință scheletul rocii va determina, în cadrul depozitelor consolidate: a) ortoconglomerate și ortobreccii — roci cu schelet granular („grain supported”) în care clastele domină liantul; b) paraconglomerate și parabreccii — roci cu schelet siltolitic („matrix-supported”) în care liantul domină clastele; pentru pararudite se folosește ca sinonim termenul diamictit; termenul lilit corespunde unei categorii sistematice cu semnificație sedimentogenetică (utilizat în cazul pararuditelor glaciare).

Cl > L
L > Cl

③ Criteriul mineralogie. Permite separarea de categorii sistematice de ordin inferior, compoziționale, indiferent de gradul de consolidare și raportul dintre claste și liant. Se disting: a) roci oligomitice: pietrișuri și conglomerate monominerale sau monolitice (ex.: conglomerate cuarțoase, conglomerate calcareoase); b) roci polimitice, alcătuite din claste de diverse naturi minerale și petrografice (Q + Pdp + litoclaste) (ex. breccii, conglomerate).

④ Criteriul genetic. Pentru oricare din categoriile separate anterior se poate utiliza o terminologie care să sugereze originea materialului (de ex. conglomerate sau breccii extraformaționale și respectiv, intraformaționale, momentul depunerii în raport cu oscilațiile de nivel ale apei în bazin (ex. conglomerate de transgresiune și conglomerate de regresiune), sistemul depozitional (rudite-conglomerate și pietrișuri fluviale, deltaice, litorale etc.), sau mecanismul de transport și acumulare (rudite gravitaționale, breccii de colaps etc.).

ARENITE

Sistematica arenitelor urmînd în linii generale aceleași criterii — diferențiază subcategoriile depozitelor mobile (nisipuri) de cele consolidate (gresii s.l.) acordă prioritate naturii liantului și participării sale procentuale, apoi naturii mineralogice și petrografice a granoclastelor și litoclastelor. Coroborînd în diverse feluri aceste criterii, toți cercetătorii au urmărit desprinderea unor semnificații care să sugereze maturitatea texturală, constituția ariei sursă (prin indicatori de proveniență) și/sau fluiditatea „mediului” interstițial (prin indicatori de fluiditate).

Nisipurile se pot grupa mineralogic după natura clastelor în nisipuri oligomitice și nisipuri polimitice; Din punct de vedere genetic, originea fracțiunii arenitice poate fi mecanică, elastică, chimică (de ex. nisipuri ooidice) chiar biotică (nisipuri bioclastice sau oncoidice), iar din punctul de vedere

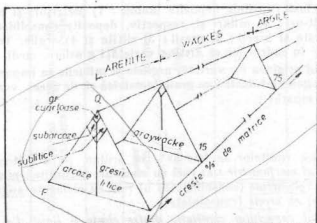


Fig. 4.14. Clasificarea gresiiilor după Pettijohn et al (1973): a — cuarț; F — feldspați; L — fragmente litice.

al mediului de acumulare se pot argumenta și separa prin caractere texturale nisipuri eolice, nisipuri fluviale, nisipuri litorale. Gresiile se pot separa în categorii petrografice de ordin inferior prin aplicarea succesivă a două criterii, natura liantului și compoziția mineralogică, care au și semnificația unor indicatori de fluiditate și, respectiv, de proveniență (fig. 4.14):

1. În funcție de natura liantului se disting:

— gresii (s.l.) — roci cu ciment și mai puțin de 15% matrice, de obicei ortoarenite cu schelet granular;

— graywacke — roci cu mai mult de 15% matrice; Dott (1964) propune pentru edificiile cu 15–75% matrice termenul de „wacke(s)” care, în condiția unui paraarenit, face tranziția spre siltite și/sau argile („mudrocks”), în care clastele izolate de dimensiuni mai mari sînt foarte rare.

2. În funcție de natura mineralogică a clastelor, varietățile de gresii și graywacke se separă pe principiul „termenilor extremi”; utilizînd proiecția compoziției modale în diagrame triangulare Q-F-L, în care:

Q = cuarț monocristalin (Q_m) și policristalin (Q_p — litoclaste de cuarțite etc.);

F = total feldspați (P — plagioclaz și K — feldspați potasici);

L = litoclaste de plutonite, vulcanite (L_v), metamorfite (L_m) și sedimentare (L_s : calcare, argile, silicolite etc.); de asemenea, claste de muscovit și biotit.

Astfel se disting:

	Roci cu ciment (gresii sens larg)	Roci cu matrice
Q > 95%	Gresii cuarțoase (= cuarț arenite)	(graywacke)
Q < 75%	Arcoze și subarcoze (Gresii feldspatice)	Cuarț wackes
F ≥ 25%	= Feldarenite	Graywacke feldspatic
L < 25%		
Q < 75%	Gresii litice și gresii subcuarțoase	Graywacke litic
F < 25%	= Litarenite*	
L ≥ 25%		

* Gresile litice bogate în litoclaste de filite și argile se numesc filarenite, iar cele bogate în litoclaste de calcare se numesc calcilitie.

Participarea largă (10–50%) a glauconitului, fosfaților și carbonaților conduce la gresii hibride și impune utilizarea termenilor : gresie glauconitică, gresie fosfatică și gresie calcaroasă.

Raporturile între constituenții Q_p/Q , P/F și V/L au fost utilizate în reconstituirea de paleosurse și regim tectonic al bazinului de acumulare și astfel la stabilirea unor *petrofaciesuri* (Dickinson, 1979): gresii de craton, gresii de orogen etc. (v. fig. 4.16).

SILT-URI

Roci dominate de fracțiuni granulometrice cuprinse între 0,063 și 0,0030, silturile se individualizează rar sub forma unor entități petrografice de sine-stătătoare. Ca depozitele mobile neconsolidate, silt-urile sau depozitele de praf sint cunoscute sub denumirea *locss*. Au de regulă o alcătuire polimictică și nu comportă subdiviziuni texturale sau genetice; participarea largă a unei fracțiuni argiloase și, respectiv, arenitice în aceste depozite atrage după sine subcategoriile granulometrice de tipul „silt argilos”, „silt nisipos”.

Depozitele consolidate de silt prezente ca intercalații în seriile epiclastitelor arenitice și ruditice sint descrise sub denumirea de *siltite* sau *aleurolite* fără alte subdiviziuni. Frațiunea silică, ca atare, este sau poate fi prezentă în toate rocile epiclastice, în special în matricea conglomeratelor și gresiilor.

4.1.5. Petrogeneză și sisteme depoziționale

Factori și procese în sedimentogeneza epiclastitelor

Apariția epiclastitelor la suprafața scoarței terestre este condiționată de ceea ce s-ar putea numi factori ai „sistemului”, precum aria sursă și agentul de transport și factori externi — clima, oscilațiile de nivel și regimul tectonic. Coroborați în timp, acești factori controlează atât intensitatea proceselor mecanice care operează în vederea acumulării lor, cât și evoluția secvențelor epiclastice în diverse ambianțe geologice.

Factorii sistemului. *Aria sursă* este locul în care prin *dezagregare mecanică* sint generate claste și care determină natura mineralogică a oricărui sediment sau roci epiclastice. O varietate petrografică a ariei sursă favorizează o diversitate a fenomenelor de dezagregare și o complexitate compozițională a depozitului generat. Rocile polimictice au întotdeauna la origine o astfel de sursă. Raportul dintre constituenții minerali stabili și instabili în rocile din aria sursă, deci și în clastele generate pe seama ei reprezintă un parametru de care ar trebui să se țină seama ori de câte ori se judecă compoziția procentuală a clastelor dintr-o rocă detritică. Aceasta va cuprinde, de fiecare dată, o fracțiune instabilă, mult inferioară cantitativ față de cea din aria sursă.

Agenții de transport — apa, aerul sau gheața — preiau în cadrul diverselor sisteme (medii) naturale clastele din aria sursă și le conduc spre locurile (bazinele) de acumulare. Ei își pun amprenta asupra trăsăturilor granulometrice și morfometrice ale unui depozit epiclastic și imprimă acestuia structuri specifice ce devin premise ale reconstituirii ambianțelor de sedimentare.

Intensitatea eroziunii într-o arie sursă și, implicit, volumul de material generat sint influențate în cea mai mare măsură de condiția climatică în care

aceasta se află sau de regimul său tectonic, care o poate distanța, prin înălțare, sau apropia, prin coborîre, de nivelul de bază al bazinului spre care sînt deplasate și acumulate clastele respective.

Variațiile termice și pluviometrice mari sînt o primă condiție a unei dezagregări intense, iar umiditatea excesivă o cauză a eliminării din aria sursă prin alterare a clastelor instabile. Cu altă frecvență temporală, încălzirea și, respectiv, răcirea climei, controlează mișcările eustatice, de înălțare și coborîre a nivelului Oceanului Planetar, și, prin aceasta, schimbările batimetrice în bazinele de sedimentare. În aceste condiții, schimbarea liniei țărmului și modificarea poziției relative a ariei sursă față de bazin sînt evidente. Consecințele pentru sedimentarea epiclastică vor fi multiple și privesc, printre altele, grosimea depozitelor, distribuția claselor granulometrice și îndințările de fațes, limita dintre strate etc.

Stabilitatea tectonică sau mobilitatea ariei sursă și a bazinului învecinat se află în strînsă dependență cu rata de acumulare a clastelor și oscilațiile de nivel ale apei în bazin. Înălțarea ariei sursă, adesea în opoziție cu scăderea nivelului de bază, asigură o eroziune rapidă și o rată de acumulare mare. În astfel de condiții, clastele sînt puțin prelucrate, gradul lor de sortare este redus, iar granoclasarea, la scară mică și mare, este inversă, progradă; la partea superioară a seriilor epiclastice apar *conglomerate de regresie*. Reversul acestui cuplu de mișcări — coborîrea ariei sursă și înălțarea nivelului de bază — inhibă eroziunea, stimulează depunerea și respectiv prelucrarea clastelor: gradul de sortare crește, iar granoclasarea capătă caracter normal, retrograd; la partea inferioară a seriilor epiclastice apar *conglomerate de transgresie*.

Procese și sisteme depoziționale

Sedimentele epiclastice sînt produse ale unor procese mecanice care includ mecanisme de deplasare și acumulare a clastelor ce se desfășoară în diverse sisteme depoziționale. Rocile epiclastice, moștenind toate aceste caractere de mediu, poartă în plus și amprenta diagenezei, iar prin ea, expresia unor foarte variate procese chimice. Ponderea proceselor chimice față de cele mecanice este, întotdeauna, subordonată.

Mecanismele de deplasare a clastelor contribuie la reducerea dimensiunilor și modificarea formelor primare; parțial ele explică și unele relații dintre claste: imbricația galeșilor, laminația oblică etc. Sortarea și morfometria clastelor, alături de multe structuri sedimentare, dau numeroase informații despre aceste procese.

Tracțiunea operează în domeniul galeșilor și al nisipului, iar structurile generate vor fi recunoscute în conglomerate și gresii, de regulă, în roci cu schelet granular („grain-supported”). Zonalitatea granulometrică creată și variațiile laterale de fațes (conglomerate-gresii-siltite) pot fi corelate cu pierderea competenței curenților respectivi. Un transport îndelungat afectează vizibil conturul primar al clastelor; gradul lor de rotunjime crește proporțional cu prelucrarea.

Particulele purtate în suspensie au, de obicei, dimensiuni siltice și lutitice și un grad bun de sortare; prelucrarea lor în timpul transportului este minimă, ele păstrînd multe din trăsăturile primare.

Transportul în masă prin curenți de turbiditate sau curgeri gravitaționale generează o gamă variată de epiclastite: în fațesurile proximale acestea sînt rudice și arenitice, cu elemente angulare și foarte slab sortate; fracțiunea pelitică este abundentă și devine, după tasare, o matrice. Rocile formate — turbidite, gravitite — reprezintă din punct de vedere petrografic parabrecii,

paraconglomerate și graywacke, toate cu caracter polimictic. În faciesurile distale se poate realiza o sortare granulometrică (și, implicit, morfometrică și compozițională) care se traduce în produse mai fine — gresii litice, siltite, argile — cu granoclasări pozitive și laminații paralele.

Deplasarea și depunerea elastelor conduc, în final, la colmatarea bazinelor de sedimentare. Depozitele de epiclastite, într-un astfel de bazin, se succed în secvențe de faciesuri diferite, care se dezvoltă sub formă de corpuri cu geometrie variabilă; ea este expresia atât a mecanismelor de colmatare, cât și a morfologiei ariei în care a avut loc sedimentarea. Aceste mecanisme, descrise anterior ca progradare, acreție și agardare, explică variațiile verticale și laterale de facies și prin aceasta modul de realizare a tranzițiilor de la rudite la arenite, siltite și lutite. Adesea, ceea ce în „laborator” reprezintă un conglomerat, o gresie sau o argilă, pe teren devine clar o fracție granulometrică dintr-o secvență epiclastică progradă, sau dintr-un canal de eroziune, sau dintr-un facies marginal de renie etc.

Cele mai frecvente „corpuri geologice” pe care le formează epiclastitele sînt: corurile de defejecție, corpurile tip strat (lamină, grind, plinză, cuvertură) și corpurile tip canal, bară, cordon, ostrov, insulă etc.

Mediile specifice sedimentării epiclastice corespund la multe sisteme depoziționale și se constituie într-unul din criteriile genetice de grupare a acestor depozite. Prin analiza lor complexă apare evident faptul că un tip petrografic — conglomerat, gresie, argilă — nu va putea niciodată sugera natura bazinului în care s-a format. Pentru astfel de reconstituiri sînt necesare analize faciale complexe care să aibă în vedere alături de trăsăturile compoziționale, texturale și structurale ale edificiului respectiv și dezvoltarea sa spațială (forma corpului de roci, grosimea, limitele sale — verticale și laterale — rocile din substrat și cele acoperitoare).

Sedimentele epiclastice actuale se acumulează și se conservă în diverse medii; caracterele sedimentologice ale epiclastitelor acumulate în aceste medii sînt discutate pe larg în capitolul „Sisteme depoziționale”. Există toate motivele să considerăm că și în trecutul Pămîntului rocile epiclastice au luat naștere în condiții similare. În continuare, vom prezenta cîteva trăsături și semnificații sedimentogenetice ale principalelor categorii granulometrice de epiclastite: rudite, arenite și siltite.

Trăsături și semnificații sedimentogenetice

Ortoruditele sînt depozite consolidate alcătuite dintr-un schelet de elemente rotunjite (*conglomerate*) și/sau angulare (*brecii*), legate prin intermediul unui ciment (carbonatic, silicios, feruginos) sau al unei matrici (argiloase sau siltice). Din punct de vedere al compoziției, rocile sînt oligomictice, cuarțoase, calcaroase sau adesea polimictice, alcătuite din fragmente litice de diverse naturi petrografice.

Conglomeratele cuarțoase prezintă o maturitate avansată, au o sortare mai bună și litoclaste cu grad înalt de rotunjime. Aceste trăsături sugerează proveniența lor, prin reciclare, din roci detritice mai vechi (exemplu: conglomeratele de Negrileasa din M-ji Apuseni).

Conglomeratele polimictice sînt roci imature, se regulă slab sortate, cu galeți prezentînd diverse grade de rotunjime. Alcătuirea lor petrografică (elemente de granite, gnaise, filite sau de vulcanife) sugerează arii sursă din zone cratonice și, respectiv, margini continentale. În conglomeratele vechi, liantul este o ortomatrice, iar în cele tinere poate fi ciment; structurile im-

bricate și granoclasările sînt structuri frecvente în ortoruditele resedimentate, de apă adîncă, în care galeșii au axa mare orientată paralel cu direcția paleocurentului. Structurile imbricate apar în ortoruditele acumulate în ape cu adîncime mică și au galeșii orientați cu axa mare transversal față de direcția de transport. Formează depozite de con aluvial și canal în sisteme fluviale și deltaice, depozite de bare și plaje în sistemele litorale cu fîrm înalt, acumulări proximale în secvențele turbiditice; apar ca faciesuri marginale (de serir) ale depozitelor desertice și, uneori, în veduri. Apar prin transgresiune în baza seriilor epiclastice și prin progradare la partea superioară a megastructurilor cu epiclastite (ex. conglomeratele de Bucegi).

Brețiile polimictice intră în constituția depozitelor imature cu grad foarte slab de sortare și reprezintă edificii petrografice lipsite de structuri interne acumulate în faciesuri proximale (aproprite de aria sursă), de regulă prin curgeri gravitaționale.

Pararuditele sînt depozite consolidate alcătuite dintr-un schelet de matrice care include elemente rare cu diferite grade de rotunjime. Sînt roci imature cu sortare foarte slabă, lipsite de structuri interne. Din punct de vedere genetic se disting, ca produse ale curgerilor gravitaționale, *clamițiile* sau gravitite (de tip „debris flow”) și *tillite* sau *mizite* (argilele cu blocuri), ca produse morenice, fluvio-glaciare, în care macroclastele prezintă striuri de zgîriere paralele. Aceste din urmă roci sînt utilizate în reconstituirea climatică (ex. formațiunea Varangiana, 670 mil. ani, Atlanticul de Nord).

Brețiile intraformaționale au caracter oligomictic și sînt dominate de elemente angulare, identice din punct de vedere petrografic cu depozitul subiacent prin a cărui dezagregare au provenit. Astfel, clastele au un caracter intrabazinal și au apărut prin exfoliere, contracție subacvatică a sedimentului în curs de litificare, exondare temporară. Natura lor litologică este argiloasă, calcaroasă sau dolomitică. Frecvența lor scade spre partea superioară a depozitelor, proporțional cu creșterea frecvenței matricei care, treptat, ajunge să se identifice cu secvențele acoperitoare, de regulă, silteice sau lutitice; apariția lor materializează întreruperi în sedimentare (exemplu: limita Badenian/Sarmațian de la Golești, jud. Vilcea, avanfosa carpatică).

Arenite neconsolidate — nisipuri. Depozitele arenitice neconsolidate ocupă spații largi în domeniile de sedimentare actuale și tinere. Compoziția lor mineralogică este foarte diversă, mai ales că termenul „nisip” are numai o semnificație granulometrică. Astfel, nisipurile reflectă constituția ariei sursă dezagregate și cuprind minerale grele (zircon, rutil, ilmenit, turmalină, aur etc.); de foarte multe ori, însă, un depozit arenitic poate avea la origine o sursă biotică (nisip cochilifer), un proces chimic (nisip ooidic) sau chiar o explozie vulcanică (nisip vulcanoclastic). Caracterele texturale și structurale ale nisipurilor, precum și arhitectura corpurilor pe care le formează rămîn criteriile cele mai sigure de precizare a naturii lor. În zonele de sedimentare actuale arenitele mobile se regăsesc sub formă de strate cu suprafața netedă sau ondulată, bare sau cordoane, canale colmatate, lentile în foarte diverse sisteme depozitionale: fluviale, deltaice, litorale, de șelf, abisale, desertice etc.

Nisipurile fluviale și deltaice reprezintă totdeauna un material imatur sau moderat matur; ele au rulare și sortare slabe ($\sigma = 0,5-2,0$), un conținut mare de material aleuritic și, în general, prezintă o largă variabilitate de compoziție. Laminațiile oblice, tabulare și concoidale sînt frecvente

Nisipurile litorale conțin, aproape totdeauna, fragmente de organisme. Ele au o sortare în general bună ($\sigma = 0,35-0,50$); foarte caracteristice sînt elementele de structură care trădează formarea lor în ape puțin adînci: undulațiile simetrice și canalele de eroziune.

Nisipurile de șelf intern au o sortare excelentă ($\sigma < 0,35$) și o rulare foarte bună ($R_o = 0,7-0,9$); absența particulelor siltice este foarte caracteristică. În multe cazuri conțin „granule” autigene de glauconit și feldspat.

Nisipurile din zonele de apă adîncă intră în constituția turbiditilor proximale, parțial în cele distale (granoclasate) și în avalanșele de nisip (curgeri cu presiune dispersantă). Din punct de vedere mineralogic sînt foarte diverse, au o sortare slabă ($\sigma = 1-2$ sau > 2) și o rulare relictă; aspectele structurale diferă și ele de la o secvență la alta.

Nisipurile deșertice intră în constituția ergurilor, și sînt bine sortate (σ mai mic decît 0,35); aceasta se datorește faptului că posibilitățile de transport ale vîntului sînt limitate, ceea ce determină o selecție în chiar momentul antrenării materialului de pe sol. Ca urmare a înălțării granulelor cu dimensiuni reduse în curentul de aer conținutul de material siltic al nisipurilor deșertice este totdeauna mai ridicat față de alte tipuri genetice, de unde caracterul lor granulometric bimodal. Gradul de rulare a fragmentelor este bun datorită antrenării selective de către vînt a granulelor cu forme mai rotunjite. Luciul mat și prezența unor excavații (erater de impact) pe suprafața clastelor sugerează o prelucrare prin ciocnire. Stratificațiile oblice la scară mare și undulațiile asimetrice (coliene) reprezintă trăsături structurale curente.

Arenite cimentate — gresii (s.l.). Gresiile — produse de diageneză a nisipurilor — conservă, prin caracterele lor texturale și structurale, foarte multe trăsături ale ambianțelor depozitionale. În același timp, ele constituie depozite excelente pentru studiile microscopice care au drept scop reconstituirea de paleosurse sau în final aprecierea regimului tectonic în care s-au sedimentat (fig. 4.15).

Gresiile cuarțoase formează depozite cu grosime relativ mică, asociate fie cu calcare, fie cu dolomite. Abundența cuarțului, lipsa materialului argilos și sortarea foarte bună reflectă maturitatea lor avansată și evidențiază principalele probleme legate de originea lor; cimentul lor este calcedonic, cuarțos (cuarț de supracrestere) feruginos și calcitic. Dificultatea corelării petrografice a acestor depozite cu tipurile de roci magmatice sau metamorfice bogate în cuarț a impus admiterea caracterului lor policiclic, a prelucrării unui material sedimentar preexistent, bogat în cuarț, în sistemele litorale și de șelf, în condiții de stabilitate tectonică. Pe de altă parte, caracterul bimodal al

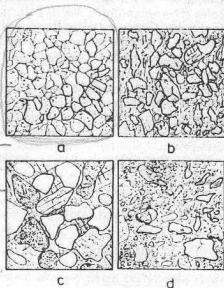


Fig. 4.15. Imaginea în secțiuni subțiri a arenitelor consolidate: a — gresie cuarțoasă; b — arcoză; c — gresie litică; d — graywacke.

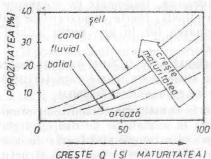


Fig. 4.16. Relațiile dintre porozitatea gresilor-compoziție-maturitate texturală și mediu de formare [61].

relație cu arii sursă alcătuite din granitoide (arcoze bazale). Feldspații din compoziția lor sînt dominați de microclin și/sau ortoclaz, iar cimentul este frecvent calcitic. Adesea, natura clastelor din arcoze poate oferi informații asupra originii lor crustale și a intensității eroziunii în aria sursă. Gradul lor de sortare este mai slab, maturitatea mai redusă, iar structurile reflectă mecanisme de transport și depunere în medii foarte diferite: fluvio-deltaice, de șelf etc. (fig. 4.16). Apariția arcozelor în faciesurile proximale reprezintă un fapt mai frecvent decît ocurența lor în faciesurile distale. Abundența lor în asociații litologice localizate în sectoare mobile ale scoarței se explică prin rolul pe care factorul tectonic îl are în acumularea materialului detritic. Varietățile dominate de prezența microclinului și/sau a plagioclazului capătă semnificații distincte pentru reconstituirea de arii sursă; cele bogate în hidroxiți de fier de tipul „old red sandstone”, sînt mai frecvente în depozite paleozoice (Devonianul din Anglia). În țara noastră formează nivele reper în flișul eocen din Carpații Orientali (gresia de Șotriș, gresia de Siriu) și în molasa miocenă din zona subcarpatică (gresiile sarmațiene).

Gresiile litice formează depozite detritice cu grosime mare și se asociază unor serii argiloase sau marnoase cu care determină structuri ritmice. Caracterul imatur al granulelor alogene care le alcătuiesc și sortarea redusă reflectă o sursă apropiată de bazinul de sedimentare. Prezența fragmentelor litice, chiar în lipsa unui conținut semnificativ de minerale grele, poate oferi o bună imagine asupra naturii petrografice a ariei sursă (supracrustală), iar orientarea preferențială a minelor sugerează sedimentarea în bazine stabile cu energie scăzută. Mediile de acumulare sînt fluviale, deltaice, sau marine de ape puțin adînci; gresia de Tarcău constituie un exemplu. Formula texturală și caracterul lor structural, prezența totdeauna a unei bune stratificații și a lămînăției oblice sugerează depunerea lor din curenți subacvatici, uneori cu caracter turbionar, sub nivelul valurilor sau în lungul unor canale de eroziune.

Graywacke-le sînt prezente în depozite paleozoice și mezozoice, în care se asociază cu argile, argilite, marne și, uneori, roci bogate în material de origine vulcanică. Sînt alcătuite din claste de cuarț, fragmente litice diverse și feldspați plagioclazi acizi. Natura litoclastelor definește caracterul faciesului petrografic și indică trăsăturile ariei sursă. Liantul, a cărui natură are o semnificație de criteriu pentru separarea acestei categorii de roci, este o protomatrice bogată în sericit, clorit și fracțiune pelitică și/sau o pseudomatrice. Rocile sînt slab sortate, cu multe elemente angulare și, de aceea, considerate

granulației gresiiilor cuarțoase este explicat prin natura lor deșertică. Structurile lor sînt masive, gradate sau definite de lămînății oblice.

Varietățile mineralogice derivă din abundența mineralelor autigene: gresii cu glauconit, gresii feruginoase, hematitice (itabirite) și natura cimentului. Gresiile cuarțoase oligocene din flișul carpatic (gresia de Kliwa) sînt supermaturo și sugerează o prelucrare eoliană a materialului de origine (Mărunțeanu, 1987).

Arcozele și subarcozele se regăsesc alături de argile și, de multe ori, în

imature. Din punct de vedere genetic, graywacke-le sînt considerate produse ale curgerilor gravitaționale, de regulă, turbidite vechi în care se conservă, structural, granoclasări, lămînaii convolute și lămînaii paralele. Poziția lor în raport cu aria sursă poate fi atît proximală, cît și distală. Multi autori le consideră roci cu semnificație paleotectonică, acumulate în bazine cu grade ridicate de mobilitate, în vecinătatea unor sectoare cu manifestări vulcanice de „arc insular”. În țara noastră se întîlnesc în Masivul central dobrogean, în zona epiclastitelor assyntice, cunoscute și sub denumirea „sisturi verzi” datorită participării largi a cloritului sub formă de claste și în matrice și a unei foliații anchimetamorfice.

Siltite (Alenrite) — Depozite de loess. Componentii principali ai loessului sînt cuarțul și feldspații; lor li se adaugă mice (inclusiv biotit), amfiboli, minerale grele și minerale argiloase. Micelē pot constitui 25% și sînt prezente în fracțiunea cea mai fină. Mineralele grele reprezintă uneori numai cîteva zecimi de procent, în timp ce altelei ajung la 3—4% din totalul componenților; ele sînt concentrate în fracția mai grosieră (0,1—0,01 mm) și sînt reprezentate prin amfiboli, piroxeni, epidot, zoizit, granați, zircon, turmalină, ilmenit etc. — minerale cu grade de stabilitate foarte diferită; uneori, frecvența celor mai puțin stabile este foarte mare, ceea ce reprezintă un bun indicator pentru condițiile climatice din timpul formării sedimentului. În unele cazuri, pe baza lor s-a putut face orizontarea petrofacială (ex. arfvedsonitul este caracteristic pentru loessurile din China; glaucofanul și colosanul pentru cele din Ucraina; andaluzitul pentru loessul din valea inferioară a Donului).

O fracție argilooasă foarte fină se adaugă materialului siltic. În cazul în care ea nu apare în cantitate prea mare este posibil să fie de natură detritică; atunci cînd constituie un component determinant pentru rocă, ea este sigur de natură autigenă sau reprezintă produsul unei remanierii a materialului inițial.

În afara materialului detritic, loessul conține în cantități apreciabile (5—20%) carbonat de calciu autigen (sub formă de concrețiuni cu forme foarte variate — păpuși de loess), care indică importanța procesului de migrare a carbonaților în timpul și după sedimentarea materialului.

Loessul este un depozit poros, friabil, pulverulent, cu aspect masiv și, deși practic, necimentat, are o coeziune foarte mare (poate să formeze pereți verticali foarte înalți). Nu prezintă stratificație. Are orizonturi de sol fosil; plasticitatea sa este redusă. Din punct de vedere textural, granulele au suprafață mată, rugoasă.

Originea loessului constituie o problemă foarte mult discutată; au fost emise diverse ipoteze despre formarea sa, acordîndu-i-se origine cosmică, deluvială și proluvială sau considerîndu-l depunere fluvială, lacustră, eoliană.

Acceptarea de către cei mai mulți cercetători a naturii sale eoliene ridică imediat problema sursei de material. De unde provine cantitatea imensă de particule cu dimensiuni fine care au putut fi antrenate de către vînt? În prezent sînt recunoscute două surse principale: regiunile desertice și depunerile periglaciare de vîrstă cuaternară. Exemplu: pentru loessul din China, desertul Gobi; pentru cel din Europa centrală, depunerile fluvio-glaciare din fruntea calotei arctice.

În țara noastră loessul acoperă cea 17% din teritoriu, în Dobrogea, Cîmpia Română, sudul și nordul Moldovei, Oltenia, Cîmpia de Vest. Grosimi mari (de 30—40 m) are în partea estică a Bărăganului și în Dobrogea; în Oltenia grosimea lui este sub 10 m.

25
10
90

5

85
10
95

85 2
10
95

Deși la început a fost considerat a reprezenta un depozit exclusiv colian, unii cercetători îl consideră astăzi a fi un depozit parțial proluvial; ei se bazează în asemenea considerații pe existența, în unele locuri, a unor intercalații detritice grosiere și pe determinarea unor conținuturi de spori și polen foarte variate din punct de vedere ecologic, ceea ce indică și o remaniere fluviatilă.



4.1.6. Cadrul tectonic și chronostratigrafic

În sensul cel mai larg investigația petrografică a rocilor epiclastice vizează stabilirea poziției și evoluției tectonice a ariei sursă care a generat materialul de origine și a poziției bazinului în care acesta s-a acumulat. Încă din 1972, Krinine a interpretat compoziția rocilor detritice pentru a preciza natura cratonică sau geosinclinală (orogenă) a bazinelor ce găzduiesc conglomerate și gresii, iar Middleton (în 1960) a folosit compoziția chimică pentru a defini caracterul „ensialic” sau „ensimatic” al materialului de origine.

În anii din urmă, Dickinson (1970) și Crook (1974) și apoi Dickinson și Suec (1979) apelează la caracterele petrofaciale ale rocilor epiclastice, în speță la natura petrografică a constituenților litici, pentru a preciza cadrul tectostructural al vechilor bazine de sedimentare în termenii tectonicii globale și, astfel, de a oferi posibilitatea unei corelări cu ciclul Wilson.

Analiza unui număr foarte mare de probe din epiclastite de vîrste foarte diferite, de la Cambrian la Actual, i-a condus pe autorii menționați la posibilitatea de a grupa petrofaciesurile epiclastitelor în trei provincii tectonice majore (fig. 4.17):

— provincia continentală (a — cu bazine intercratonice; b — de fundament, înălțat);

— provincia arcurilor magmatice (cu bazine „prearc”, „interarc” și „backarc”);

— provincia orogenelor de coliziune din sectoare afectate de mișcări crustale convergente (cu bazine de: a — subducție, b — orogene de coliziune și c — „foreland”, înălțat sau bazine remanente).

Provinciile continentale se caracterizează prin abundența cuarțului bine rulat (Q) și raritatea fragmentelor litice, ceea ce ilustrează maturitatea avansată a depozitelor și proveniența lor din complexe metamorfice precambriene și/sau reciclarea unor cuverturi sedimentare. Fundamentele înălțate generează arcoze — epiclastite bogate în feldspași și litoclaste de granitoide.

Tectofaciesurile arcurilor magmatice sînt imature și bogate în fragmente liice de natură vulcanică (Lv) și plagioclazi; în arcurile vechi, de tip Andin, natura litoclastelor se apropie de cea a tectofaciesurilor continentale.

Tectofaciesurile orogenelor reciclate sînt caracterizate prin bogăția în cuarț și litoclaste sedimentare (L_s) și metasedimentare. Complexele de subducție, „melange”-urile, conțin fragmente de silicolite, argilite, arenite litice, ofiolite; în cazul epiclastitelor derivate din orogene de coliziune și bazine remanente, abundența cuarțului monocristalin (Q_m) poate sugera proveniența din sedimente mature de cuvertură, iar cuarțul policristalin (Q_p) proveniența dintr-o zonă de sutură.

Rocile epiclastice formate în ambianța unor margini continentale divergente (pasive) și, respectiv, convergente (active), vor prezenta caractere texturale, structurale și petrografice, de asemenea, distincte. În bazinele situate pe margini pasive — tip Atlantic — epiclastitele sînt mature și supermature,

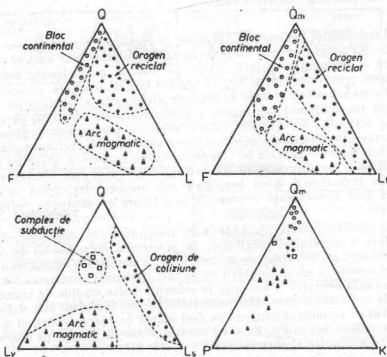


Fig. 4.17. Diagrame ternare ilustrând compoziția modală a unor epiclastice în tectofaciesul provinciilor continentale, a arcurilor magmatice, a orogenelor de coliziune, a orogenelor reciclate și a complexelor de subducție [40].

sint dominate de stratificații oblice și ondulații de curenți, sint bogate în cuarț și fragmente litice (gresii și conglomerate cuarțoase, conglomerate polimictice și gresii litice). În bazinele amplasate pe margini active — tip Pacific — sedimentele sint imature și subimature, prezintă frecvente mecanoglife și nu au structuri interne organizate; curgerile gravitaționale și turbidite, respectiv, paraconglomeratele și graywackele sint tipurile de depozite care le corespund.

Primele roci sedimentare care au apărut în evoluția scoarței terestre au fost, evident, epiclastice și au avut drept sursă, produsele magmatice în curs de consolidare: în timpul Arhaicului și Algonkianului ele au constituit fondul de material preexistent supus proceselor metamorfice. Conservate ca atare, cu trăsăturile lor primare, rocile epiclastice pot fi recunoscute și interpretate în termeni faciali, începînd cu Proterozoicul și, apoi, în toate perioadele geologice de la nivelul Cambrianului pînă în prezent. Indiferent de sistemul depozitional în care s-au format sau de cadrul tectonic în care au evoluat, scurgerea timpului geologic a condus la diversificarea petrofaciesurilor de la rocile cele mai vechi la cele mai noi și, în același sens, simplificarea proceselor diagenetice, scăderea gradului de coeziune și creșterea porozității (astfel, o parte din epiclastitele vechi pot să piardă — prin recristalizare și metasomatiză — o parte din caracterele primare, toate golurile inițiale să fie umplute, să apară neofarmații de temperaturi și presiuni mai mari etc.).

4.2. ROCILE ARGILOASE

În domeniul sedimentar, argilele — rocile cu frecvența cea mai mare de 45–55% — sînt cel mai puțin spectaculoase, dar ascund observației directe o informație variată despre paleosursă, paleoclimat, paleomediul și conservă, prin proprietățile lor, un spectru larg de utilizare.

Termenul *argilă*, foarte general de altfel, este atribuit oricărui depozit alcătuit preponderent din minerale argiloase (peste 60%) și, de regulă, din fracție lutitică. Dimensiunile foarte mici ale particulelor argiloase constituie principala dificultate în investigarea acestor roci, deci în precizarea naturii mineralogice și genezei lor. După aplicarea curentă a difracției razelor X, a ATD și a spectrografiei în IR, salturi importante în perfecționarea tehnicilor de investigație le-au constituit microscopia electronică cu scanning, analiza prin fluorescență de raze X și activare cu neutroni, radiografia internă etc.

Rezultatele acestor metode s-au concretizat în decelarea structurilor reticulare a mineralelor argiloase, în precizarea chimismului lor global, în determinarea capacităților de schimb ionic, a porozității agregatelor minerale și, prin aceasta, a permeabilității lor; a fost confirmată asocierea lor frecventă cu substanță organică și s-au pus în evidență toate stadiile de transformare a acestora în petrol și gaze. Dar potențialul lor economic nu este definit numai de faptul că se individualizează ca roci mamă de hidrocarburi, ci și de rezervele de sulfuri de Cu, Pb, Zn și de uraniu pe care le conțin, de asocierea frecventă cu evaporite și cărbuni etc.

Punerea în evidență, prin metode rafinate de penetrare, a unor variate structuri sedimentare care indică proveniența acestor roci din foarte diferite medii depozitionale — fluviale, lacustre, deltaice, marine, subnivale sau chiar subaerice — a făcut astăzi din argile un „capitol” cu o problematică largă care se bucură din partea geologilor de un interes crescînd.

4.2.1. Mineralogie și chimism

Compoziția argilelor este dominată de fracțiunea silicatică și este completată de carbonați, oxizi, sulfați, sulfuri și substanță organică. Ponderea mare a mineralelor argiloase imprimă principalele proprietăți fizice ale acestora (densitatea, permeabilitatea, capacitatea de gonflare, schimbul ionic, plasticitatea, tixotropia), iar amestecul lor cu alte fracțiuni, în special, carbonați și silice determină termeni de tranziție spre calcare și silicolite. Dimensiunile minuscule ale tuturor constituenților nu permit o grupare facilă după criterii morfometrice, structurale sau genetice. Separarea făcută cu ani în urmă în pelitoliți (fracțiune alogenă) și sialiti (fracțiune autigenă) s-a dovedit greu de demonstrat.

Minerale argiloase. Sub numele *minerale argiloase* se descu, de obicei, hidroxi-silicații de Al (uneori cu Na, Ca și K) cristalizați în sistemul monoclinic și caracterizați prin structuri reticulare planare, ușor descifrabile prin difracția razelor X. Structura stratificată a mineralelor argiloase este determinată de combinarea într-un plan reticular a două nivele cationice: un nivel în care Si apare în coordinație tetraedrică cu O, OH, cunoscut sub numele de nivel tetraedric (Te), și un nivel în care Al apare în coordinație octaedrică cu O, OH — nivelul octaedric (Oc) (fig. 4.18).

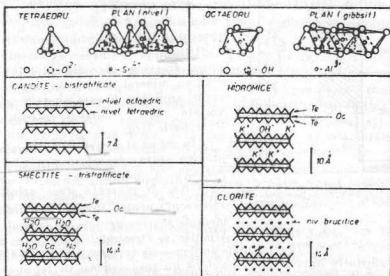
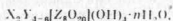


Fig. 4.18. Structura internă a mineralelor argiloase [61].

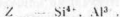
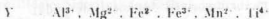
La baza clasificării moderne a mineralelor argiloase stă numărul nivelelor cationice și raportul dintre ele, deosebindu-se :

- ① — minerale bistratificate, cu două nivele cationice (1Te : 1Oc) : candite ;
- ② — minerale tristratificate, cu trei nivele cationice (2Te : 1Oc) : hidromice, smectite, vermiculite ;
- ③ — minerale dublu stratificate (2 Te : 2 Oc), cu patru nivele cationice : clorite ;
- minerale fibroase, tristratificate : atapulgit și sepiolit.

Mineralele argiloase se pot caracteriza prin următoarea formulă chimico-structurală :



în care : X este K^+ , Na^+ , Ca^{2+}



① Canditele sînt filosilicați aluminosi cu capacitate de adsorbție și schimb ionic redusă ($T = 0 - 15$ me/100 g), care nu-și măresc volumul prin adădire de apă : caolinit, dickit, naerit, halloysit.

Caolinitul (1 Te : 1 Oc ; $d_{001} \approx 7 \text{ \AA}$) are un interval de stabilitate termodinamică mare ($25 - 300^\circ C$ și $1 - 2$ kb presiune) ; el se întâlnește ca produs de neoformare în soluri și scoarțe de alterare, cit și ca produs remaniat (claste), în sedimente și roci.

În depozitele reziduale și soluri se formează în condițiile unui climat cald și umed, cu precipitații abundente și la un pH acid ; în sedimentele actuale se concentrează la gurile de vărsare ale fluviilor ce traversează zona ecuatorială, iar în rocile polimictice este mai abundent în depozitele cainozoice decît în cele mezozoice și paleozoice (fig. 4.19).

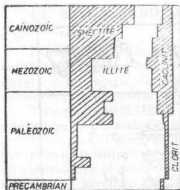


Fig. 4.19. Distribuția mineralelor argiloase în timp geologic [61].

(2) Hidromicel - filosilicați de K - se aseamănă cu micel și au capacitatea de schimb ionic ($T = 38$ me/100 g). Sînt reprezentate prin illit și glauconit.

Illitul ($2\text{Te} : 1\text{Oc}$, $d_{001} = 10 \text{ \AA}$), mai puțin frecvent în depozitele reziduale, este un mineral comun în sedimentele și rocile argiloase în care poate fi produs prin variate reacții chimice într-un interval termobaric larg.

În soluri și scoarța de alterare, illitul provine prin transformarea feldspaților potasici, a micel sau chiar a unor smectite, în prezența unor soluții naturale cu pH neutru sau slab alcalin. În sedi-

mentele marine actuale, se acumulează preferențial în nordul Oceanului Atlantic și Oceanului Pacific în proporții variabile: 26 - 55%. În secvențele argiloase ale vechilor depozite sedimentare, crește cantitativ în cele care au suferit un grad avansat de îngropare.

Glauconitul ($2\text{Te} : 1\text{Oc}$, $d_{001} = 10 \text{ \AA}$) este un mineral comun în sedimentele și rocile care au evoluat într-un mediu marin cu energie de bazin scăzută și sedimentare lentă, care să fie permis, în condițiile unui Eh apropiat de zero, fixarea Fe^{2+} și Fe^{3+} . Mineralul este stabil la temperaturi scăzute în zonele de migrare chimică de la interfața sediment/apă și nu suferă modificări chimice importante în timpul îngropării.

(3) Smectitele - hidrosilicați de Na, Ca, Fe, Al - au cea mai mare capacitate de schimb ionic ($T = 115$ me/100 g) și, de aceea, prezintă bune proprietăți absorbante. Sînt minerale ușor expandabile în prezența apei. Cuprind: montmorillonit, beidclit, nontronit.

Montmorillonitul ($2\text{Te} : 1\text{Oc}$, $d_{001} = 14 \text{ \AA}$) este cel mai frecvent mineral dintre smectite, concentrîndu-se alit în produse reziduale (soluri și scoarță de alterare) dezvoltate pe roci magmatice și stiele vulcanice cît și în diferite sedimente și roci argiloase în care este stabil la temperaturi joase, 80 - 100°C. Transformarea produselor endogene în montmorillonit are loc în condițiile unui potențial redox negativ și pH alcalin. În sedimentele actuale depășește 50% și se concentrează în milurile din partea de sud a oceanelor Atlantic și Pacific departe de țărm (în raport cu caolinitul, de pildă).

Cloritele ($2\text{Te} : 2\text{Oc}$; $d_{001} = 14 \text{ \AA}$) se asociază frecvent cu mineralele argiloase și se diferențiază în funcție de natura cationilor: ortoclorite cu Mg^{2+} și leptoclorite cu Fe^{2+} și Fe^{3+} . Ortocloritele apar la un pH alcalin fie ca neoformații în soluri și scoarțe de alterare, fie în sedimente în dreptul coastelor din zonele temperate și subpolare, fie în roci argiloase, în care pot fi primare alogene sau diagenetice. Leptocloritele se formează prin alterarea unor roci bazine sau bogate în biotit sau prin precipitarea directă în medii marine sărace în oxigen.

Atapulgitul și sepiolitul (structură fibroasă, $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ și, respectiv, 12 Å) sînt silicați de magneziu ce apar în medii alcaline, saline și hipersaline, în condițiile scăderii p_{CO_2} și creșterii concentrației de SiO_2 dizolvat.

Sinteza mineralelor argiloase. Rezultatele cercetărilor experimentale întreprinse de-a lungul anilor de către Caillere, Henin, Robichet, DeKimpe,

Fripiart, Herbillion, Pedro etc. (1956—1962) și sintetizate de Millot (1964) au demonstrat posibilitatea formării mineralelor argiloase în condiții termobarice apropiate de parametrii exogenezei. Astfel :

- formarea mineralelor argiloase are loc prin fixarea siliceii libere în soluție de către un hidroxid cu structură planară ;
- organizarea nivelelor tetraedrice cu Si^{4+} începe de la o concentrație de 10 ppm când poate avea loc cuplarea cu hidroxizi de tip filitici ;
- cationii de Al^{3+} capătă coordonarea 6 prin scăderea pH-ului (în mediu din ce în ce mai acid), prin desaturare de cationi străini și susprasaturare în Al^{3+} ; apar astfel nivelele gibbsitice (octaedrice).

În condițiile unui mediu acid se formează minerale cu structura 1 Te : 1 Oc, iar în mediu alcalin structuri de tip 2 Te : 10c. După Pedro și Millot formarea mineralelor argiloase în condiții de temperatură și presiune scăzute urmează două direcții principale :

- prin sustracție, adică îndepărtarea prin levigare din materialul parental a cationilor solubili (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) a cationilor schimbabili (Fe^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+}), a Si^{4+} și apoi a Al^{3+} , ceea ce conduce, în natură, la neoformări argiloase în trei stadii succesive : sericit-illit, montmorillonit și caolinit ;
- prin aditie de cationi solubili și interschimbabili în medii alcaline ; se formează montmorillonit, vermiculit clorit, atapulgit.

Sinteza caolinitului se realizează la un pH acid, prin aderarea nivelelor tetraedrice de SiO_4^{4-} la structurile brucitice formate anterior ca urmare a hexacoordonării Al^{3+} ; când Si^{4+} este insuficient, produsele finale sînt cele lateritice.

Sinteza smectitelor este, de asemenea, controlată de pH (alcalin) și concentrația cationică ; procesul începe cu organizarea straturilor brucitice, prin precipitarea Mg^{2+} pe care se fixează nivelele tetraedrice cu Si^{4+} .

Illitul, sericitul și cloritul nu au putut fi realizate în condițiile termobarice specifice exogenezei.

Carbonații — calcitul, dolomitul, sideritul, ankeritul — se întîlnesc în cantități variabile și în argile formate în diferite condiții genetice. În depozitele marine calcitul exprimă variațiile limitei de compensație a carbonaților și ale pH-ului mediului, iar dolomitul tendința de trecere la medii hipersaline și peritidale. Sideritul și ankeritul, individualizați sub formă de concrețiuni, exprimă un Eh intermediar, spre negativ, în timpul diagenezei.

Oxizii și hidroxizii de fier (hematitul, goethitul, lepidocrocitul, limonitul, dintre cei mai frecvenți) apar sub formă de pelicule la suprafața „foițelor” minerale argiloase sau sub formă de concrețiuni în masa unor astfel de agregate. Ei imprimă unor miluri actuale culoarea roșie și semnifică controlul potențialului redox pozitiv asupra mediului de sedimentare. Nu trebuie neglijată și posibilitatea apariției lor în momente post depozitionale prin migrarea ascendentă sau descendentă, centrifugă sau centripetă a soluțiilor cu Fe^{3+} prin masa depozitelor respective.

Sulfatii (gipsul, anhidritul, baritina) apar sub formă de concrețiuni sau cruste, în masa sau la suprafața unor argile a căror soluții interstițiale au avut un caracter hipersalin.

Sulfurile. Dintre sulfuri, cele de fier se formează cel mai frecvent în bazinele în care se acumulează sedimente argiloase și în care se realizează medii anaerobe, reductoare. În aceste condiții, Fe^{3+} adsorbit în mineralele argiloase devine instabil; în prezența sulfului din compuși organici și a reducerii anionului SO_4^{2-} din apele interstițiale se formează hidrogenul sulfurat și are loc trecerea Fe^{3+} în Fe^{2+} . Reacțiile care se petrec ulterior între H_2S și Fe^{2+} conduc la formarea hidroxitului — amestec de mackinawit (FeS — amorf) și greigit (Fe_3S_4 — amorf) — și melnicovitului. În cazul existenței în soluție a altor cationi metalici — Cu, Pb, Zn — se creșează condiții de precipitare și pentru alte sulfuri (calcopirită, galenă, blendă). În vechile depozite argiloase, fazele stabile sînt cristalizate ca pirită și marcasită sub formă de concrețiuni, noduli, aglomerări de cristale idiomorfe sau aspecte mamelonare.

Silicea apare ca opal, calcedonie și cuarț. Opalul și calcedonia se formează probabil diagenetic și se individualizează sub formă de lentile, cuiburi, noduli. Cuarțul, de dimensiuni siltice sau lutitice, este, de regulă, alogen și poate avea, în parte, origine coliană; atinge o frecvență de pînă la 30 % și se concentrează în faciesurile proximale ale sedimentelor marine.

Feldspații plagioclazi și ortoclazi pot apărea în argile sub formă de constituenți alți alogenii, cît și autigeni (albit, ortoclaz), cu o participare ce nu depășește de obicei 4 %. Identificarea lor și separarea față de cuarț (cu care adesea se poate confunda) rămîne, datorită dimensiunilor mici ($\varnothing < 0,01 \text{ mm}$), o problemă delicată.

Zeoțiți (phillipsitul și clinoptilolitul) apar, de regulă, ca produse de transformare a vitroclastelor sau ca neoformații autigene în milurile din lacurile sărate (naalcim); în argilele vechi corespund domeniului anchimetamorfismului.

Compuși organici. Sedimentele lutitice actuale, cînd se acumulează rapid sau au suprafața într-un mediu anoxic, bacterian, conservă substanțele organice rezultate prin moartea și acumularea organismelor vegetale și animale. Biopolimerii prezenți în aceste organisme — proteine, carbohidrați, lipide și lignină — suferă o degradare microbiană și trec în biomonomeri — peptide, aminoacizi, zaharuri, glicerol, acizi grași, fenoli, acizi aromatici și gaze (NH_3 , CH_4 , H_2S , CO_2 , H) care se conservă ca atare sau, pe măsura îngropării, trec în geopolimeri — kerogen, substanțe carbunoase și bitumene (vezi tabelul 4.6). Sedimentele bogate în compuși organici nestabili și derivate clorofilice poartă denumirea *sapropel* și au calitatea de adiționa V, Ni, Mo, U.

Tabelul 4.6. Principalele substanțe organice din alcătuirea organismelor vegetale și animale — Compoziție procentuală

	Proteine [%]	Carbohidrați [%]	Lignină [%]	Lipide [%]
<i>Organisme vegetale</i>				
Arborescente	1	66	29	4
Phytoplanton	23	66	—	11
Diatomee	29	63	—	8
Spori	8	42	—	50
<i>Organisme animale</i>				
Zooplanton	60	22	—	18
Microorganisme	65	25	—	10
Nevertebrate	70	20	—	10

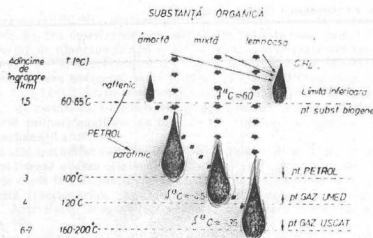


Fig. 4.20. Diageneza substanței organice și producerea hidrocarburilor fluide și gazoase în funcție de temperatura [48].

În argile, materia organică se conservă în două forme distincte :

1) fitoclaste - substanțe vegetale structurate : palinomorfi și macerale sau litotipi (vitrit, exinit sau vitrit, fusit etc.) :

2) kerogen, un geopolimer relativ stabil, produs de transformare a substanței humice, format din lanțuri lungi de hidrocarburi cu greutate moleculară mare (este instabil în solvenți organici). După originea sa, se disting două tipuri genetice : kerogen „cărbunos”, cu caracter aromatic derivat din substanțele organice ale plantelor vasculare bogate în lignină și conținut de hidrogen mai scăzut, și kerogen „necărbunos”, cu caracter alifatic derivat din alge acvatice.

Fitoclastele sînt utilizate la corelarea argilelor fanerozoice și precizarea zonei de țărni, iar kerogenul - prima treaptă a diagenizei sapropelului - datorită sensibilității colorimetrice la schimbările de temperatură este utilizat la fixarea adîncimii de îngropare și precizarea gradientului geotermic respectiv (fig. 4.20).

CHIMISMUL ȘI CULOAREA ARGILELOR

În linii generale, compoziția chimică globală a argilelor variază în limite strînse, și reflectă, desigur, compoziția lor mineralogică și organică. Datele prezentate în tabelul 4.7 arată conținuturi relativ ridicate de Al_2O_3 față de alte roci și conținut mare de carbon organic. Raportul $Al_2O_3 + K_2O/MgO + Na_2O$ a început să fie utilizat de cercetători (B. Jørllykke, 1974) ca un indicator al provenienței materialului de origine din arcurile insulare, iar raportul Mg^{2+}/Ca^{2+} ca un indicator de salinitate (creșterea lui sugerînd acumularea argilelor în faciesuri salmastre, marine și hipersaline). De asemenea, conținutul de alcalii, în special K_2O , în argilele sedimentate și bogate în fracțiune alogenă apare mai mare o dată cu creșterea distanței față de aria sursă.

Microelementele frecvent prezente în argile (tabelul 4.8) sînt reprezentate prin Cu, Pb, Zn, Mo, V, U, As, B, Li, Ga și se concentrează fie concomitent

Tabelul 4.7. Compoziția chimică a argilelor

	A	B	C
SiO ₂	58,1	55,4	60,2
Al ₂ O ₃	15,4	13,8	16,4
Fe ₂ O ₃	4,0	4,0	4,0
FeO	2,4	1,7	2,9
MgO	2,4	2,7	2,3
CaO	3,1	6,0	1,4
Na ₂ O	1,3	1,8	1,0
K ₂ O	3,2	2,7	3,6
TiO ₂	0,6	0,5	0,8
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2
MnO	—	—	—
CO ₂	2,6	4,6	1,5
SO ₂	0,6	0,8	0,6
C	0,8	0,7	0,9
H ₂ O	5,0	5,6	4,7
Total	99,7	100,5	100,5

A — media a 78 analize de argile (din Clark, 1924);

B — media a 27 analize de argile mezozoice și terțiare (Clark, 1924);

C — media a 51 analize de argile paleozoice (Clark, 1924).

Tabelul 4.8. Conținutul mediu în elemente minore al argilelor marine

Elementul chimic (simbol)	Abundența în ppm din greutate	Abundența în atomi/10 ⁴ atomi de oxigen
As	13	5
Ba	580	130
B	100	290
Cu	45	22
F	710	1 200
Ga	19	8
Pb	20	3
Li	66	290
Mn	850	480
Ni	68	36
P	210	45
Sr	300	110
S	2 400	2 300
V	130	80
Zn	95	45

cu substanța organică (în special U, Mo, Cu, Pb, Zn), fie cu modificarea salinității apelor (B și Li crește în apele sărate) (tabelul 4.9).

Compoziția izotopică a argilelor — ¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O, ³⁴S/³²S — ca și în cazul altor roci (calcare, dolomite, evaporite etc.) apare alături de alte trăsături ale lor ca un indicator petrogenetic vizând natura constituenților și mediul lor de acumulare.

Astfel raportul $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, determinat pe kerogen și carbonați, capătă valori semnificative pentru descifrarea păleosalinității; el este mai mic în depozitele ce au urme de plancton de apă dulce, decît în cele formate din ape sărate.

Raportul $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ din filosilicați, oxizi și sulfați permite separarea fracțiunii alogene de cea autigenă, știut fiind că în clase $\delta^{18}\text{O}$ se caracterizează prin valori $< +17\text{‰}$, iar în mineralele de neoformație prin valori mai mari de $+26\text{‰}$; de asemenea, s-a constatat că acest raport izotopic se află în relații de inversă proporționalitate cu temperatura apelor din care s-au separat sulfații și carbonații analizați.

Distribuția izotopilor sulfului în sulfuri și sulfați și raportul lor în aceste minerale precizează adesea originea lor. Astfel, $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ este mai mare în apele continentale decît în cele marine și se conservă nemodificat în sulfați. În sulfuri, datorită fracționărilor provocate de bacterii, raportul izotopic suferă modificări. Activitatea biogenă determină o acumulare a ^{32}S , iar procesele abiogene a ^{34}S .

Culoarea argilelor, mai mult decît la alte roci, este o proprietate optică utilizată frecvent pentru corelări litostratigrafice și este observată, cu interes, pentru semnificațiile sale legate de variațiile de chimism și, implicit, de parametri fizicochimici ai mediului depozitional sau postdepozitional. În ciuda faptului că primele interpretări ale culorii argilelor — roșie și/sau verde, de exemplu — au fost legate de calitatea mediului în care s-au acumulat (oxidant, respectiv, reducător), ulterior s-a putut dovedi că ea exprimă o trăsătură secundară, tirzie, căpătată într-o anumită etapă diagenetică.

Fără a căuta în culoare o semnificație sedimentogenetică univocă, observarea și calitatea ei ne pot da însă o indicație asupra chimismului global, a mineralogiei dominante, a frecvenței și maturității substanței organice și a dimensiunii particulelor constituente. Potter et al. (1980) au apreciat că nuanța culorii argilelor este constant controlată de conținutul de C organic și raportul $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (fig. 4.21).

Astfel, creșterea conținutului de C organic impune instalarea culorilor cenușiu, și negru, iar scăderea gradului de oxidare a fierului atrage după sine trecerea de la roșu, prin purpuriu, la verzui și verde oliv.

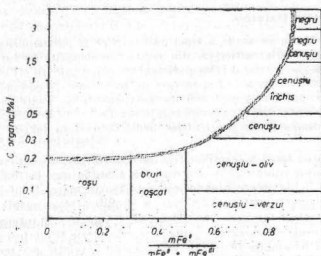


Fig. 4.21. Culoarea argilelor și factorii care o determină [48].

Tabelul 4.0 Conținutul de fier al argilelor formate în diferite medii chimice

Proveniența probei	Facies marin [ppm]	Facies salmastru [ppm]	Facies dulceol [ppm]
Westfalia (R.F.G.)	100—200	45—110	15—80
Marea Britanie	300		150
Pennsylvania	80		60

context, o corelație aproape directă între culorile închise datorate creșterii conținutului de C organic, ca o dovadă a instalării unui mediu reducător în care substanța organică se poate conserva, și ponderea crescută a Fe^{2+} , stabil în mediu reducător. Desigur că prin astfel de conexiuni s-ar putea ajunge și la câteva semnificații sedimentologice, legate în special de instalarea condițiilor de acumulare și conservare a substanței organice în bazinele în care se depunea fracțiune lutitică (rata de sedimentare mică a altor componente, lipsa oxigenului pe fundul bazinului etc.).

Prezența carbonaților alături de mineralele argiloase conduce treptat la instalarea culorilor deschise — bleu, gălbui, verzui, cenușiu deschis —, iar prezența piritei determină culoarea neagră (dar specifică și depozitelor acumulate în medii restrictive și în cimpii tidale și estuare).

Dintr-un alt punct de vedere se poate constata cum contaminarea fracțiunii lutitice cu fracțiunea silică și/sau arenitică fină atrage după sine o modificare a culorii de la negru la cenușiu deschis și galben; modificarea este vizibilă în ritmurile milimetrice ce alcătuiesc ritmitele sau varvele din mediile glaciolacustre, perioditele cimpilor aluviale etc.

Dincolo de aceste sugestii oportune în cercetările de teren, analiza culorii-argilelor nu trebuie nici pe departe să constituie o metodă singulară în descifrarea chimismului și istoriei depozitionale a acestor roci.

4.2.2. Textura și structura argilelor

a. Caractere texturale

Preponderența în argile a fracțiunii lutitice și participarea secundară a fracțiunii silice sau arenitice fac din aceste roci depozite cu variații granulometrice reduse, iar în cazul celor sedimentate constituie un criteriu de apreciere a mediului de depunere (cu energia de bazin mică și competența redusă). Determinarea claselor granulometrice componente se poate face numai în condiții de laborator, utilizând *analiza prin pipetare* — o investigație care pune în evidență dimensiunile particulelor urmărind viteza lor de decantare în cilindri.

Participarea largă a fracțiilor fine face din argile depozite cu porozitate foarte mare, ușor compresibile. Porozitatea poate ajunge la 70% și de aceea, cantitatea de lichid interstițial primar este foarte mare. Porii interparticule au forme dintre cele mai variate, care se modifică sever prin compactizare.

Forma particulelor nu poate fi determinată decât prin intermediul microscopului electronic; de aceea, studiile de morfometrie și morfoscopie pe argile sînt puține și nesemnificative pentru a stabili o relație privind distanța și regimul lor de transport.

b. Structura

Dată fiind ocurența foarte variată a argilelor — în soluri și depozite reziduale, în sedimente continentale și marine, în secvențe litologice groase, alături de epicalastite, calcare și evaporite, silicolite etc. — structurile argilelor sînt și ele foarte diverse și au semnificații distincte.

Excluzînd din discuție argilele reziduale, rămîne să facem o scurtă prezentare a structurilor ce caracterizează argilele sedimentate (tabelul 4.10).

Ca și în cazul epicalastitelor, relațiile spațiale dintre constituenții argilelor se stabilesc și se desăvîrșesc prin procese depozitionale de natură mecanică, chimică și biotică și vizează atît masa depozitului (prin structurile interne), cît și suprafața de separație dintre strate (prin structuri superficiale). Structurile specifice acestor categorii de roci capătă frecvent semnificații ambivalente și, uneori, geopolitice.

Structuri depozitionale construcționale. Procesele hidrodinamice care guvernează individualizarea de structuri mecanice în argile sînt floclarea (acrecionarea), transportul în suspensie și decantarea, tracțiunea, peletizarea și pierderea coeziunii matricei și a fluidului interstțial; cu cîteva excepții (curgerile mîloase), ele se manifestă în mediul mediu cu energie de bazin scăzută și competență mică a curenților tractivi.

Unitățile structurale fundamentale — *stratul* și *lamina* — descreșc în grosime proporțional cu creșterea cantitativă a fracțiunii lutitice și scăderea fracțiunii silteice și arenitice.

Stratificația (și/sau laminația) paralelă, orizontală și, adesea, continuă, de multe ori criptică, rămîne structura cea mai semnificativă a lutitelor și este expresia alternanței unor strate sau lamine cu compoziție mineralogică, chimică, granulometrică distinctă, acumulate uniform și regulat în medii liniștite; limitele nete dintre microsecvențe marchează schimbări sezoniere în regimul de sedimentare (legate de aportul terigen, salinitate, stratificație termică, chimismul apelor, producția organică etc.). Rocile cu astfel de structuri — de tipul *varvelor* — corespund unor ritmuri sau perioade. Exemplul celor din Pliocenul avansoci carpatice și Depresiunii Getice — în bazinul Rîmnicului Sărat, al Oltețului și al Gilortului este relevant.

Stratificațiile lenticulare, incluzînd lamine cu suprafața ondulată și ele de tip „flaser bedding”, cu filme de argilă în baza unor seturi silteice concoidale, sînt determinate de microrelieful fundului și curenții tractivi (fig. 4.22).

Laminațiile oblice (uneori „încrucșate”) se asociază cu microondulații de curent la partea superioară a unor secvențe discontinue, în special silteice și au fost generale de curenți tractivi prin acreție laterală probabil în incinta unor microcanale de eroziune.

Cînd laminația nu poate fi deslușită, structura se consideră *masivă*, lipsită de elemente vectoriale și corespunde fie unei acumulări rapide (cazul curgerilor mîloase) în faciesuri bazinale distale, fie unei perturbări tirzii de origine biotică (bioturbații).

Structuri postdepoziționale. Structurile postdepoziționale au o natură mecanică, biotică sau chimică-diagenetică.

Structurile mecanice se pot instala imediat după acumularea unui strat lutitic conservîndu-se, în special la suprafața sa, sub forma unor structuri erozionale (caheluri, șanțuri), a picăturilor de ploaie, fie mult mai tirziu. În acest caz, ele reprezintă structuri de deshidratare — *poligone de contracție* subaeriană sau subacvatică, iar în cazul asocierii argilelor cu gresii sau calcare,

Tabelul 4.10. Principalele tipuri de structuri sedimentare în rocile argiloase

		Stratificații-laminații	
		— paralele	— discontinu
		— lenticulare	— „flaser bedding”
		— ondulate	
		Masive	— curgeri mfoase
I DEPOZIȚIONALE (MECANICE)	INTERNE		
	SUPERFICIALE	Ondulații (micro-)	
		— de valuri și curenți	
		Caneluri și canale	
		— riduri	
II POSTDEPOZIȚIONALE			
● MECANICE	INTERNE	Diapire și injecții hidroplastice	
		Lamine convolute	
	SUPERFICIALE	Crăpături de uscare (poligoane de contracție)	
		Structuri de suprasarcină („load casts”)	
● BIOTICE	INTERNE	— figurative	
		Bioturbații	— deformative
	SUPERFICIALE	Bioglife	
● DIAGENETICE			Concrețiuni
			Rubanări
			Con în con
			Gliptomorfoze

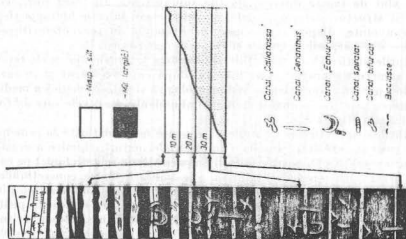


Fig. 4.23. Structuri de bioturbatie specifice argilelor acumulate la diferite adâncimi în sistemele peritlorale și de șeif intern [48].

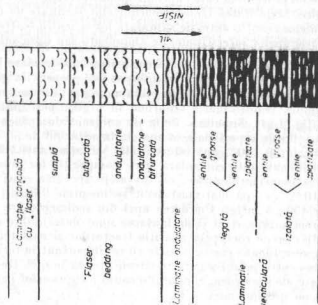


Fig. 4.22. Terminologia folosită pentru descrierea secvențelor lutite interstratificate cu silt și arenit [48].

structurile sînt de tasare diferențială (de suprasarcină, tip *load casts*, *dish structures*) și structuri deformaționale, de cingere sau injecție hidroplastică: laminații convolute, diapire cum apar, de exemplu, în secvențele flisnoide sau molasice din Carpații Orientali și Depresiunea Getică.

Structurile biotice — bioturbațiile și bioglifele —, unele dintre ele reprezentînd și structuri geopetale, sînt folosite, după cum s-a văzut și în cazul epiclastitelor, pentru caracterizarea sedimentologică și paleoecologică a mediului de depunere; ele sînt probabil mult mai abundente decît cele care au fost descrise pînă azi (fig. 4.23).

Structurile diagenetice au în argile o frecvență mare, datorită în principal porozității rocii și mobilității fluidelor interstițiale, naturii chimice a acestor fluide, valorii scăzute a O_2 și reactivității (capacității de schimb ionic) pe care o prezintă fracțiunea minerală argiloasă. Ele îmbracă forma concrețiunilor, nodurilor septariilor, sferulitelor și geodelor, cu dimensiuni milimetrice pînă la metrice și compoziții variate: calcit, siderit, hematit, marcasit, pirită, gips, baritină etc. Controlate prin stratificație, ele constituie, adesea, orizonturi reper corelabile pe zeci și sute de metri sau chiar kilometri; cazul nivelelor cu sferosiderite din Unitatea și stururile negre, flisul Carpaților Orientali.

4.2.3. Diageneza milurilor și argilelor

Trecerea milurilor sau sedimentelor argiloase în roci consolidate — argile — este un proces lent care cuprinde modificări fizico-mecanice și modificări mineralogice. Majoritatea transformărilor sînt facilitate de dimensiunile mici ale particulelor constitutive, de suprafața lor specifică foarte mare, de natura și compoziția apelor interstițiale, de abundența sau lipsa substanței organice.

Compactizarea milurilor. Tasarea, prima transformare postdepozițională care afectează stiva de sedimente argiloase sub propria lor greutate, conduce, paralel cu reducerea porozității, la eliminarea apei din sedimente.

În timpul transformării milurilor în argile, porozitatea se reduce cu cea 50% (fig. 4.24). Simultan, de la un conținut de apă ce variază între 50 și 80% în milurile superficiale se ajunge, la adîncimi de 500 m, în sedimente consolidate, la 30–40% apă interstițială. Variația cantității de apă interstițială în sedimente este controlată și de compoziția lor mineralogică. Astfel, sedimentele montmorilonitice, cu suprafețe specifice mari (800–600 m²/g) rețin cantități de apă mai mari decît sedimentele illitice (100–65 m²/g) și caolinitice (30–5 m²/g). Pierderea apei din sedimente are drept consecință apariția unei suprasarcini și declanșarea unor dezechilibre care pot provoca ruperea stivelor de roci, prin apariția fracturilor și nașterea unor diapire de argile și a unor filoane elastice, toate cu rol important în formarea de capane structurale pentru petrol și gaze în stivele groase de roci. Deshidratarea smectitelor poate, de asemenea, constitui o cauză a capanelor pentru hidrocarburi în stivele cu grosimi mici.

Pe măsura creșterii presiunii prin îngropare, simultan cu eliminarea apei interstițiale, mineralele argiloase tind să se reorienteze normal pe direcția de aplicare a presiunii litostatice, iar dyke-urile neptuniene capătă un aspect conșomional. Desfășurarea lor în lungime ar putea oferi o indicație asupra grosimii inițiale a stivei de roci aflate sub presiune.

Mineralele bistratificate, de tipul canditelor, au totdeauna o orientare mai bună, ceea ce face ca microstratificația rocilor cu astfel de minerale să fie mai evidentă decît a celor cu minerale de tipul smectitelor (tristratificate).

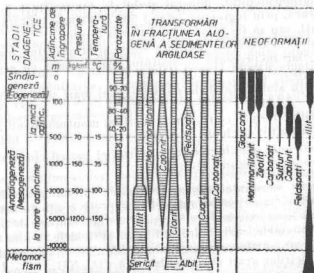


Fig. 4.24. Modificări mineralogice și chimice în argile în diferite stadii diagenetice [50].

Reacții minerale în argile. Capacitatea de reacție a sedimentelor lutice și a argilelor cu suprafețe specifice foarte mari crește mult în timpul îngropării progresive; în condițiile creșterii temperaturii și presiunii, unele minerale devin instabile și în locul lor apar altele. În raport cu adâncimea de îngropare se disting două stadii de autigeneză:

1. În sedimentele îngropate la mică adâncime (0–500 m, la presiuni de 0–70 kg/cm² și $T = 0–15^{\circ}$) se pot forma sulfuri, zeoliți, glauconit, carbonați, albit, iar caolinitul alogen, stabil până la câteva sute de metri, trece în prezența Fe și Mg în clorjit.

2. În stive groase de sedimente (500–10 000 m, la presiuni cuprinse între 70 și 2 000–3 000 kg/cm² și temperaturi de 15–200°C), modificările mineralogice sînt mai lente, dar mai complexe (fig. 4.25 și 4.26):

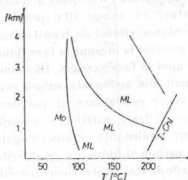


Fig. 4.25. Stabilitatea filosilicaților în procesul de alterare și cel de diageneză [48]: Mo — montmorillonit expandabil; ML — montmorillonit slab expandabil, structuri mixte; I — illit; Chl — clorjit.

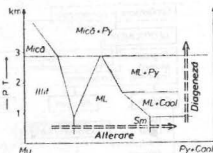


Fig. 4.26. Domeniile termice și batimetrice de stabilitate a principalelor minerale argiloase [43]: ML — montmorillonit; Py — pirofilit; Caol — caolinit; Sm — smectite.

— montmorilonitul, mineral stabil la temperaturi joase (80–100°C), jinde să treacă, prin îngropare între 1 500 și 3 800 m), în illit, prin fixarea K din feldspați, sau să fie înlocuit cu mică și caolinit ;

— caolinitul trece, în prezența silicei și la adâncimi mari de îngropare, în pirofilit, iar în prezența dolomitului reacționează cu acesta și formează calcit și clorit ;

— zeoliții sînt instabili la adâncimi mai mari și trec, în prezența SiO_2 , în albit ;

— biotitul trece în clorit sau în clorit și montmorillonit ; în seriile foarte groase neoformările pe biotit sînt mai variate : clorit + hidromice + cuarț.

În anchizună individualizarea asociației sericit-clorit-albit-pirofilit sugerează începutul metamorfismului.

Diagenеза substanței organice. Materia organică vegetală și animală acumulată după moartea organismelor respective sub formă de biopolimeri se conservă în lipsa oxigenului și începe să fie descompusă de bacteriile anaerobe. Astfel, proteinele, carbohidrații, lignina și lipidele trec în biomonomeri de tipul peptidelor, aminoacizilor, zaharurilor, fenolilor, acizilor aromatici, glicerolului, acizilor grași etc. și eliberează CO_2 , NH_3 , CH_4 , H_2S , care au rol catalitic sau inhibitor în evoluția proceselor mineralogenetice și organogenetice ce controlează evoluția sedimentelor respective (fig. 4.27).

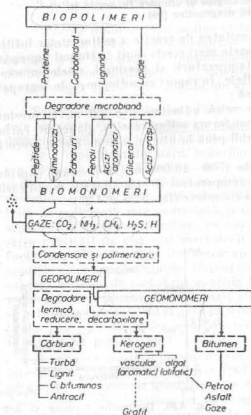


Fig. 4.27. Schema de transformare a substanței organice — animale și vegetale acumulate în sedimentele pelitice în timpul îngropării lor.

Transformările suferite, în continuare, de substanța organică în timpul îngropării sedimentelor pelitice vor fi controlate sever de modificările termice și barice, de timp, de reacțiile minerale etc. Stabilitatea ei în forma în care se găsește la un anumit nivel de îngropare depinde cel mai mult de temperatură ; o creștere a temperaturii cu numai 10°C provoacă dublarea vitezei de transformare a acesteia la început în faze fluide și apoi în faze gazoase. Biomonomerii din sedimente suferă procese de condensare și polimerizare și trec, astfel, în *geopolimeri* — substanțe organice bogate în carbon și hidrogen, cu diferite grade de stabilitate. Geopolimerii, dintre care, am văzut, în argile se conservă foarte bine kerogenul, vor suferi procese de degradare termică, reducere și decarboxilare generind *geomonomeri*.

Produsele finale ale diagenezei substanței organice, funcție de natura inițială a ei, vor fi cărbunii, kerogenul și bitumenenele.

Prin carbonificare treptată substanța cărbunoasă trece în: *turbă* → *lignit* → *cărbune bituminos* → *antracit*; prin transformare progresivă, kerogenul aromatic vascular va deveni *grafit*, iar cel alifatic-algal va trece în *petrol*; în fine, bituminizarea — creșterea progresivă și simultană a conținutului de C și H — va determina apariția petrolului, asfaltului și gazelor naturale (considerate geomonomeri).

*
*
*

În diageneza sedimentelor pelitice, compactizarea, autigeniza și transformarea substanței organice sînt procese simultane, care însumate contribuie la formarea de argile diferențiate prin culoare, compoziție mineralogică și chimică; alteori natura argilelor este determinată de compoziția soluțiilor interstițiale și rata de îngropare a sedimentelor inițiale. În acest sens, Curtis (1977, fide Branchley, 1985) oferă o imagine generală în care, urmărindu-se rolul acestor factori — dacă acționează sau nu —, sînt prezentate categoriile petrografice fundamentale care se pot naște: argile roșii, argile negre, argile dolomitice, argile sideritice etc. (fig. 4.28).

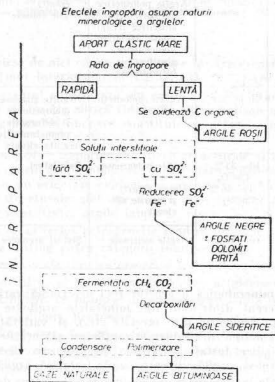


Fig. 4.28. Modificări mineralogice și chimice în sedimentele pelitice determinate de rata de îngropare și caracterul soluțiilor interstițiale [17].

4.2.4. Sistematica și nomenclatura argilelor

Orice agregat mineral bogat în filosilicați din grupa mineralelor argiloase este numit, în mod curent, *argilă*. Din punct de vedere granulometric argila corespunde fracțiilor fine lutitice (sau pelitice) care, prin dispersie în apă, generează *mll* — sediment ce acoperă fundurile bazinelor marine și oceanice.

Varietățile argilelor sunt determinate fie de contaminarea (amestecul) unui astfel de material cu anumiți constituenți minerali și/sau granulometrici, fie de structurile lor, depozitionale sau postdepozitionale (tabelul 4.11).

Tabelul 4.11. Sistematica și nomenclatura argilelor

CRITERIUL				
Petrogenetic	Mineralogic		Structural	Textural
Argile (<i>clay</i>)	Peste 60 % minerale argiloase	Argile oligomictice	Argile masive (<i>claystone</i>) (<i>mudstone</i>)	Argila-mil (oaze) (lutit, pelit)
1. Reziduale 2. Sedimentate (Clastice) 3. Diagenetice 4. Precipitate		a. Caolin b. A. smectice-bentonite c. A. illitice Argile polimictice cu varietăți sideritice feruginoase, fosfatice glauconitice, gipsifere bituminoase	Argile stratificate și laminare (<i>shale</i>) Argile foioase	Argilă siltică Argilă nisipoasă
Argilite (<i>slate</i>)		Argilite polimictice	Argilite șistoase (comprimate și deformate premetamorfice) Argilite clivate	Argilit siltic Argilit nisipos
Roci de tranziție (Hibride) spre calcare și silicolite	10—33 % CaCO_3 33—66 % CaCO_3	Argile calcaroase Marne (<i>marl</i>) și marne silticioase	Calcsisturi	Marnă siltică-nisipoasă
	10—50 % SiO_2	Argile silicioase	Șisturi arenacee	

Compoziția mineralogică a acestor roci determină varietăți *oligomictice* formate preponderent dintr-unul din mineralele argiloase cunoscute (*caolinul* din ca linit; *bentonitul* din smectite etc.), și varietăți *polimictice* formate dintr-un amestec de minerale argiloase alături de care participă și/sau carbonați, silice, fosfați, sulfați, oxizi de fier etc., de unde și denumirile: argilă calcaroasă, argilă silicioasă, argilă fosfatică, argilă feruginoasă etc.

Tranzițiile cele mai frecvente se realizează prin adăos de calcit (dolomit) și silice (opal, calcedonic) : spre calcare și, respectiv, silicolite. Rocile hibride individualizate vor fi denumite în raport cu frecvența acestor compuși conform

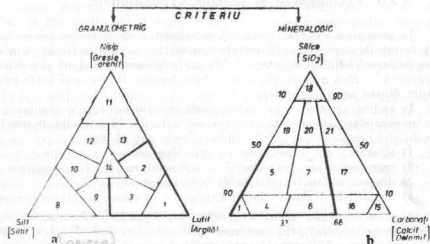


Fig. 4.29. Diagrame triangulare pentru clasificarea argilelor. Criteriu granulometric și mineralogic, cu modificări după Shepard (a) și Scollari-Lille (b): 1 — argilă (lutit); 2 — argilă nisipoasă (arenitică); 3 — argilă grezoasă (siltică); 4 — argilă calcaroasă dolomitică; 5 — argilă silicioasă; 6 — marnă; 7 — marnă silicioasă; 8 — silt; 9 — silt argilos; 10 — silt nisipos; 11 — nisip; 12 — nisip siltic; 13 — nisip argilos; 14 — nisiar; 15 — calcar și dolomit; 16 — calcar argilos; 17 — calcar (dolomit) silicos; 18 — silicolit; 19 — silicolit argilos; 20 — silicolit marnos; 21 — silicolit calcaros.

figurii 4.29. Reiese de aici că agregatele care fac trecerea între calcare și argile cu un conținut intermediar de CaCO_3 (33–66%) vor fi numite *marnă*.

Criteriul textural controlează, în cazul argilelor, gradul de amestec al fracției lutitice cu fracția siltică (în argile siltice) și/sau arenitice (în argile nisipoase). Diagrama lui Shepard constituie o opțiune pentru nomenclatura acestor depozite.

Termenul *argilit* separat pe criterii structurale și diagenetice — definește roci din cadrul grupeii analizate comprimate și deformate premetaforic, bine consolidate, cu orientare evidentă și care nu se desfac în prezența apei. Alte categorii structurale sînt specificate prin termeni adjectivali: argile masive, argile stratificate, argile laminate etc.

În funcție de criteriul petrogenetic (cadrul geologic și litologic în care s-au format) se disting patru categorii fundamentale:

- 1) argile *sedimentate* clastice (asociate frecvent cu epiclastite: subtipuri a. marine, a. lacustre, a. limnice, a. fluviale, a. glaciare);
- 2) argile *reziduale*, ca produse de alterare exogenă a diverselor roci preexistente; ex.: caolinuri, bentonite;
- 3) argile *diagenetice*, formate postdepozițional, prin transformarea diagenetică a argilelor clastice; în aceste roci mineralele argiloase sînt de neoformație; ex. unele argile smectice și argile illitice;
- 4) argile *precipitate*, de origine intrabazinală, formate sindepozițional, prin sinteza chimică naturală în mediu acvatic; au frecvență redusă în raport cu celelalte tipuri petrogenetice.

4.2.5. Petrogeneză și sisteme depoziționale

În domeniul exogen, formarea mineralelor argiloase și acumularea lor sub formă de depozite continentale sau marine au loc în fiecare din etapele care definesc ciclul sedimentar — alterare, eroziune, transport și sedimentare, diageneneză — fără a se putea stabili, întotdeauna, limite nete între produsele unuia dintre aceste procese.

În cadrul acestor etape, principalele mecanisme care controlează nașterea mineralelor argiloase și petrogeneza mlurilor și argilelor în mediile naturale sînt, după Millot (1970), următoarele (fig. 4.30) :

- 1) alterarea sau transformarea prin degradare;
- 2) remanierea sau transportul și sedimentarea fracției clactice;
- 3) diageneza sau transformarea prin agrađare;
- 4) neoformarea sau autigeneza.

1) **Alterarea sau transformarea prin degradare (sustracție)** cuprinde procesele de hidroliză prin care mineralele silicate instabile sau metastabile sînt descompuse în prezența apei și eliberează în soluție ionii constituenți (vezi „Formarea scoarței de alterare”). În domeniul continental se formează caolinit, montmorilonit, vermiculit și alofan, care intră în constituția argilelor reziduale (*caolin*, *bentonit*), iar în domeniul marin, transformarea prin degradare îmbracă forma poceselor de *halmiroliză* a silicaților și materialului vulcanoclastic, care conduce la asociații mineralogice distincte, din care nu lipsește niciodată montmorillonitul.

2) **Remanierea** constă dintr-un complex de procese mecanice și fizice care au drept rezultat final acumularea mlurilor și formarea argilelor clactice

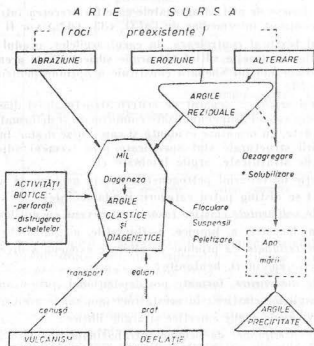


Fig. 4.30. Originea mlurilor și argilelor [48].

sedimentate. Frația argilooasă ajunge, în urma dezagregării și eroziunii ariei sursă (de multe ori și argile preexistente), prin intermediul diversilor agenți de transport (eolian, glacial sau acvatic) în variate sisteme depozitionale amplasate în arii continentale (zone deșertice, lacustre, fluviale, deltaice) sau în bazine marine și oceanice (zone peritidale, de șelf, batiale, abisale).

În cele mai multe dintre cazuri, arile sursă reprezintă zone înalte plasate într-un climat cu precipitații abundente, în care rata denudării și, implicit, aportul de material sînt mari. În funcție de poziția bazinului și relațiile sale cu sursa, transportul fracției argiloase poate fi scurt (în cazul unor bazine lacustre dominate de jur-împrejur de un relief înalt sau al șelfurilor aflate în apropierea unor lanțuri muntoase); în cazul bazinelor deschise, al clinoformelor și fondoformelor, transportul se realizează pe distanțe foarte mari, de ordinul sutelor și miilor de kilometri.

Acumularea fracției argiloase lutitice, de multe ori în amestec cu fracție silică sub formă de mil are loc în medii cu energie de bazin scăzută, în condițiile reducerii la maxim a competenței curenților transportori. Depunerea în aceste condiții este controlată gravitațional și constituie o acumulare a suspensiilor gradate sau turbulente, accelerată de procese de floculare și aglutinare a clastelor argiloase (fig. 4.31). La interfața sediment/apă se pot manifesta și procese de peletizare mecanică sau biogenă și captare algală. Curgerile mîloase reprezintă și ele, de multe ori, un mecanism sedimentogenetic care antrenează și depune în bazin fracțiune lutică (fig. 4.32).

Sedimentarea fracției argiloase alogene, fără modificări esențiale în cadrul rețelelor cristaline, este dependentă de abundența materialului în suspensie și lipsa fazelor în soluție. În ape dulci remanierea nu produce modificări în structura mineralelor argiloase, pe cînd în cele marine caolinitul se comportă în raport cu montmorillonitul.

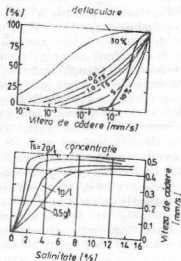


Fig. 4.31. Efectul salinității asupra procesului de floculare și vitezei de cădere a fracțiunii argiloase [48].

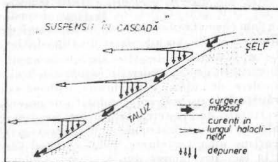


Fig. 4.32. Relațiile hidrodinamice între locul de inițiere a curgerilor mîloase și locul de decantare al suspensiilor lutitice [48].

3) Transformarea prin agardare este mecanismul complex de formare a mineralelor argiloase prin adiție de ioni în spațiile interfoliare și de modificare a rețelelor lor primare prin migrarea ionilor adsorbiți în nivelele octaedrice și tetraedrice. Agradarea se manifestă în mod particular în timpul eogenezei și mesogenezei; în prezența soluțiilor interstițiale ea poate schimba sensibil compoziția unor argile clastice supuse îngropării progresive. În timpul diagenezei, procesul de agardare este controlat de prezența materialului în suspensie și de abundența elementelor în soluție. În lipsa anionului HCO_3^- , care favorizează precipitarea carbonaților, are loc agardarea illitului pe seama montmorillonitului, a cloritului pe seama caolinitului, a glauconitului etc. În timpul mesogenezei, transformarea prin agardare conduce la formarea principalelor asociații mineralogice din sedimentele îngropate la mare adâncime: clorit + montmorillonit; clorit + hidromice; clorit + illit; se desăvirșesc, astfel, argile diagenetice care conservă multe din structurile și constituenții argilelor clastice.

În prezența HCO_3^- se pot forma carbonați și, implicit, marne. Marnele se pot forma și pe alte căi: prin aport terigen simultan de carbonat de calciu și fracție argilooasă, prin diferențiere diagenetică (îndepărtarea parțială a CaCO_3 din calcarele bogate în fracțiune argilooasă);

4) Neoformarea sau autigenza fracțiunii argiloase este un proces propriu mediului marin de sedimentare, bogat în elemente dizolvate (Si, Al, Fe, Mg) cu pH alcalin lipsit de aport detritic. În aceste condiții, elementele chimice aduse în soluție de pe continent coprecipită alături de unele elemente preluate din apa mării și formează *argile precipitate*. Cele mai răspândite neoformații marine sînt montmorillonitul, glauconitul, sepiolitul și atapulgitul, care se găsesc în condiții de echilibru termodinamic cu apa mării.

Cunoașterea principalelor mecanisme prin care se formează și se acumulează mineralele argiloase face posibilă utilizarea acestora ca indicatori de proveniență a materialului sedimentar, ca indicatori paleoclimatici și pentru precizarea paleomediilor de sedimentare.

În raport cu principalele sisteme depozitionale din natură, mlurile și argilele clastice sedimentate, care reprezintă și depozitele cu cea mai largă răspindire, capătă trăsături specifice legate de geometrie și grosime, culoare, compoziție granulometrică și mineralogică, structură și conținut faunistic. Le vom comenta în continuare ca pe o sumă de proprietăți care facilitează identificarea lor în vechile depozite (fig. 4.33).

● În sistemul desertic, argilele formează cuverturi („pinze”) sau corpuri alungite cu grosimi mici, de regulă sub 2 m. Sînt argile silicee calcaroase sau gipsifere, de culoare roșie, brună, galbenă sau cenușie, cu structuri specifice: crăpături de uscare, microondulații de curenți și lamine paralele; deformații declanșate de creșterea cristalelor. Se asociază cu evaporite și depozite algale de facies lacustru salin. Urmele vegetale lipsesc, iar cele animale pot aparține unor vertebrate. Ex.: în lacul Ciad, din sudul deșertului Sahara, și în lacurile efemere din Atacama, Chile.

● În sistemul fluvial, argilele sînt reprezentative în cîmpia aluvială (albia majoră), în care formează cuverturi pe zeci de km, traversate de depozite în facies de canal; grosimea lor poate ajunge la mai mulți metri. Depozitele sînt lutice, fine spre silicee, bogate în substanță organică și, de aceea

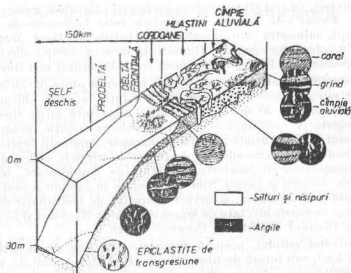


Fig. 4.33. Structura depozitelor argiloase acumulate în diverse sisteme depozitionale [48].

de cele mai multe ori, au culori negre, cenușii, brune. Structurile depozitionale sînt planare — stratificații și laminații orizontale, de multe ori cu caracter ritmic; în faciesurile siltice apar microondulații de curent și crăpături de contracție. Se asociază cu depozite cărbunoase (și turbă) în climatele umede și cu evaporite în climatele aride. Conțin frecvent urme vegetale, moluște și fragmente de vertebrate. Ex.: în cîmpia aluvială a Dunării și în depozitele pliocene din Depresiunea Getică între Olt și Olteț — periodite lutice în faciesul albiilor majore, tăiate de canale colmate.

● În sistemul lacustru, argilele formează depozite cu geometrie foarte variabilă (secțiune circulară pînă la alungită) și grosime pînă la 100 m sau chiar mai mult. Din punct de vedere granulometric, sînt lutice și siltice, iar mineralogic sînt predominant calcareoase sau gipsifere. Cînd conțin substanță organică (miluri sapropelice) sînt negre, cenușii, roșii, galbene. Laminațiile paralele și bioturbațiile sînt structurile cele mai frecvente; pot fi prezente și ondulații de curent. În lacurile glaciare stratificația este ritmică, iar depozitele au caracter de varve (*mixtite*); se asociază cu nisipuri, silturi, evaporite și/sau calcare. Resturile vegetale sînt reprezentate prin fitoclaste, spori, alge, iar cele animale prin ostracode și gastropode. Ex.: în lacul Te-chirghiol (cu ape sărate), litoralul românesc al Mării Negre și lacul Amara în Cîmpia Română; miluri cu stratificație ritmică în lacurile glaciare din Carpați (Zănoaga, Capra etc.).

● În sistemele deltaice „construite” de valuri sau fluvii, depozitele argiloase îmbracă forma unor pinze lobate în prodelte sau delte frontale, întrerupte de canale sau formează umplutura „brațelor” părăsite. Spre self sau taluz, grosimea lor poate depăși sute de metri și este mai mică în secțiunile emerse. Granulometric, milurile sînt fine, slab siltice, frecvent bogate în substanță organică; au culoare cenușie, neagră, brună. Laminațiile paralele și cele lenticulare, precum și bioturbațiile sînt structuri frecvente în aceste sisteme. În faciesurile proximale se asociază cu silturi și nisipuri, iar

În deltele fluviale, cu resturi vegetale și carbonați; în zonele aride pot apărea și evaporite. Fauna este, adesea, de tranziție între faciesurile de apă dulce și cele de apă salmastră sau sărată. Bioturbațiile de tipul *Scopenia* sunt frecvente. Ex.: în delta emersă a Dunării, în lacuri și cîmpii aluviale miluri silteice mai groasie, iar în delta submersă, frontală, miluri mai fine.

● În sistemul litoral, peritidal, argilele formează pinze paralele cu direcția canalelor sau depuneri discontinu, pe grinduri. În mod obișnuit, grosimea lor depășește 20–30 m. Granulometric reprezintă lutite fine spre silturi. Sunt bogate în substanță organică de culoare cenușie, neagră, brună. Structurile sunt foarte variate: laminații paralele, laminații lenticulare izolate (flaser bedding), microondulații de curent în nivelele silteice, galeți moi, orizonturi condensate cu bioclaste, structuri de deshidratare, bioturbații. Se asociază cu nisipuri și silturi. Sunt mai bogate în caolin și conțin o faună marină variată; de asemenea, structuri figurative de bioturbație din familia *Skolithos*. Ex.: în zonele afectate de marea din Marea Nordului și în cele ecuatoriale de la Oceanul Atlantic și Oceanul Indian.

● În sistemul șelfului, acoperă suprafețe variabile de la câțiva metri la mai mulți km², sub formă de pinze și cuverturi pînă la zeci de metri grosime. Sunt lutite fine pînă la silteice, bogate în pelete fecale. Au culorile cenușiu-verzuie, brun, negru. Pe șelf intern, în asociație cu nisipuri și silturi, formează termenii finali ai unor structuri gradate, laminații lenticulare izolate cu microondulații de curent; conțin preponderent caolin și illit. Pe șelf extern formează laminații paralele și structuri de bioturbație. Din punct de vedere mineralogic conțin illit + clorit + montmorillonit. Se pot asocia cu calcare bogate în faună marină de o mare diversitate. Structurile figurative din grupul *Cruziana* sunt caracteristice. Ex.: pe șelfurile canadiene și americane de la Oceanul Atlantic, pe coasta asiatică a Oceanului Pacific.

● În sistemul clinoformelor, pe taluz, formează cuverturi, draperii rampe și canale colmatate, în care grosimile maxime pot atinge sute de metri. Milurile au caracter silteic și pot fi intercalate cu miluri pelagice cenușii-negre. Au stratificație masivă, gradată sau convolută, și bioturbații zonate pe verticală. Uneori, formează asociații cu miluri carbonatice și sunt mai bogate în montmorillonit și clorit. Fauna are caracter bentonic, iar structurile figurative din grupul *Zoophycos* și *Nereites* dau nota caracteristică. Ex.: pe clinoforme din Oceanul Atlantic, coasta africană, și pe cele din Oceanul Indian, în Golful Arabiei și Golful Bengal.

● În sistemul fondoformelor, în zonele de piemont și cîmpii abisale, depozitele lutitice formează cuverturi de zeci de metri grosime, rar sute. Sunt foarte fine, au caracter pelagic, bogate în substanță organică și sunt lipsite de carbonați. Se caracterizează prin laminație paralelă — pelagite — dată de aportul silte sau bioclastic. Se asociază cu produse vulcanice submarine (zeoliți), turbidite distale (cu clorit), crete, silicolite și noduli de mangan; în bazine coaxiale rifturilor se asociază cu sulfuri. Prezintă urme organice de microfaună (radiolari, foraminifere) și de nanoplacton (diatomee, coccolite etc.). Structurile figurative sunt rare și aparțin genului *Nereites*. Sunt răs-pindite pe zone întinse în toate oceanele lumii. Miluri roșii, asociate frecvent cu noduli, se găsesc de o parte și alta a rifturilor din oceanele Atlantic, Pacific, Indian, milurile cu radiolari formează centuri paralele cu arcurile vulcanice, iar milurile cu diatomee formează cuverturi alungite la N și S de paralele de 60°. În Marea Roșie și Golful Californiei apar miluri cu sulfuri.

4.2.6. Cadrul tectostructural și cronostratigrafic

La scară globală și cronostratigrafică, argilele marine acoperă 80–90% din depozitele vechi și sînt în măsură să ofere, alături de rocile cu care se asociază (epiclastite, calcare, evaporite) informații geotectonice reprezentative. În zonele orogene mobile formează depozite cu grosimi mari, de ordinul sutelor și miilor de metri, iar în cele de craton, stabile, au grosimi mici. Datorită plasticității lor, imprimă în evoluția sectoarelor respective o tectonică proprie, iar de foarte multe ori moștenesc fidel geometria bazinelor în care s-au acumulat (fig. 4.34).

În formațiunile cele mai vechi, arhaice sau proterozoice, au trecut prin metamorfism în micașturi, filite și corneene. În depozitele fanerozoice se conservă ca atare, sub formă de argilite (la nivelul Paleozoicului și, eventual, Mezozoicului) și de argile (s.s.) (la nivelul Cainozoicului), fiind prezente, practic, în toate perioadele geologice. În Paleozoic sînt frecvente varietățile cu illit și clorit, în Mezozoic cele cu illit și caolinit, iar în Cainozoic argilele bogate în smectite și illit.

În lanțurile orogene, argilele formează umplutura unor foste bazine de rift, a unor foste bazine marginale active, foste arcuri insulare sau fose de subducție.

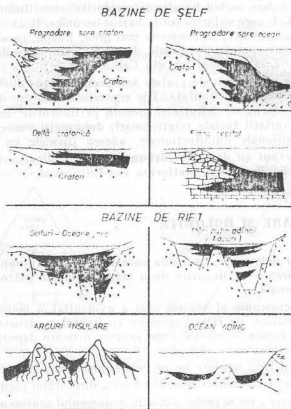


Fig. 4.34. Geometria corpurilor de argilă acumulată în bazine situate în diferite cadre geotectonice [48].

În bazinele de rift, au o dezvoltare areală relativ limitată și grosimi în jur de 1 000 m.

Din punct de vedere litologic sînt reprezentate prin argile și argile negre, bogate în substanță organică și, adesea, în sulfuri acumulate în faciesuri lacustre, fluviale sau marine de apă adîncă. Ex.: argilele din „red beds”, permo-triasice din Alpi și argilele cu sulfuri triasice din I. Cipru.

În bazinele marginale active îmbracă o multitudine de faciesuri, de la cele deltaice, la cele de mare adîncă, progradează spre bazin și ating grosimi maxime de mii de metri. Gradul lor de deformare este mare, generînd diapire și fiind afectate de cutări și fracturi. Caracterile litologice ale argilelor corespund unor depozite polimictice cenușii, brune sau negre, care se îndîntează spre continent cu epiclastite și îmbracă, spre ocean, faciesul unor turbidite distale. Pot fi asociate cu evaporite și se întîlnesc, de regulă, în zone molasice de avanfosă în care sînt roci mamă de hidrocarburi. Ex.: zonele molasice din Carpații Orientali și Meridionali.

În sectoarele de arc insular pot atinge mii de metri grosime și sînt însoțite de produse piroclastice, curgeri mloase și olistolite; Argilele din aceste zone sînt mai bogate în smectite. Ex.: argilele cu sulfuri de Pb și Zn de la Kuroko, Japonia.

În sectoarele foselor de subducție ce au o crustă oceanică apar cu grosimi limitate, de ordinul sutelor de metri, dar întotdeauna intens deformate. Se intercalează în/sau includ bazalte și peridotite, constituind formațiuni de tip „mélange”. Cele care se formează în bazine oceanice, în asociație cu calcare, silicolite sau manganolite, se conservă mai greu. Facial, corespund unor peglagite și sînt mai comune în zonele de fliș. Ex.: Complexul franciscan Jurasic superior-Cretacic superior din California.

În zone de platformă, de craton sau sectoare epicratonice, argilele au grosimi mici și extindere limitată. Ele reprezintă produse de acumulare în sisteme fluviale, lacustre, deltaice și, uneori, pe flancurile recifilor. Se caracterizează prin variații faciale relativ mari, deformații penecontemporane și structuri depoziționale unidirecționale, adesea paralele cu linia țărmului. Se asociază frecvent cu depozite cărbunoase. Ex.: Silurianul din Platforma Moesică și Carboniferul din Platforma Est-Europeană.



4.3. CALCARE ȘI DOLOMITE

Calcarele și dolomitele, în ciuda caracterului lor aproape monomineral, intră în alcătuirea unor depozite de o mare varietate petrografică și largă răspîndire regională.

Studiul microscopic al acestor roci a evidențiat o mare diversitate de particule carbonatice, de relații specifice cu liantul și structuri sedimentare dintre cele mai bizare — efectul unor procese primare depoziționale sau secundare diagenetice.

Roci poligenetice, născute fie pe cale chimică sau mecanică, fie pe cale biotică, calcarele și dolomitele reprezintă 10% din totalul rocilor sedimentare. Condiții de formare a lor se realizează atît în domeniul continental — în mediu subaerian sau subacvatic de apă dulce — cît și în domeniul marin, în zone cu ape puțin adînci sau de mare adîncime. Se asociază, de preferință, cu argile,

marne, fosforite, evaporite, roci cu glauconit, epiclastite și, de multe ori, sint formațiuni gazdă pentru petrol și gaze, iar in unele cazuri in ele se găsesc concentrații de Pb, Zn, Fe și nemetalifere (ex.: baritină). În foarte multe cazuri, calcarele se asociază cu bauxite. Se întîlnesc în formațiuni de toate vîrstele, de la Precambrian la Holocen.

4.3.1. Mineralogie și chimism

Compoziția mineralogică a calcarelor și dolomitelor este caracterizată de predominanța carbonaților și de participarea mult subordonată a unei fracțiuni necarbonatice (rămasă prin dizolvarea carbonaților, sub forma unui reziduu insolubil). Raportul dintre cele două categorii de constituenți reprezintă un criteriu mineralogic de separare a rocilor sedimentare carbonatice (în raport cu argilele și epiclastitele) și explică, pe de altă parte, chimismul edificiilor monominerale și al agregatelor din seriile de tranziție de la calcare și dolomite spre alte tipuri de roci sedimentare (marne, de exemplu, unele silicolite etc.) (fig. 4.35).

Fracțiunea carbonatică poate fi reprezentată prin (fig. 4.36):

- 1) diverși polimorfi ai CaCO_3 : vaterit, aragonit, calcit;
- 2) termeni intermediari din seria izomorfă discontinuă calcit-magnezit; calcit-magnezian, dolomit, protodolomit;
- 3) carbonați de fier (siderit) sau carbonați intermediari cu Fe și Mg (ankerit).

La formarea edificiilor petrografice participă aragonit, calcit pur, calcit-magnezian și dolomit. Forma de agregare a acestor minerale este, adesea, efectul condițiilor de sedimentare, definite de chimismul apelor (dulci sau sărate), temperatură, alcalinitate, grad de oxigenare și, implicit, de poziția și configurația bazinului (în zonă continentală, în domeniu oceanic, în ape de mică sau mare adîncime) (fig. 4.37).

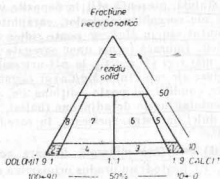


Fig. 4.35. Diagramă ternară pentru clasificarea rocilor carbonatice pe baza constituenților carbonatici (calcit, dolomit) și silicați: 1 — calcare; 2 — dolomite; 3 — calcare dolomitice; 4 — dolomite calcaroase; 5 — calcare impure; 6 — calcare dolomitice impure; 7 — dolomite calcaroase impure; 8 — dolomite impure.

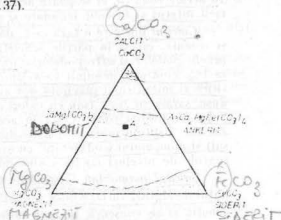


Fig. 4.36. Principalele minerale carbonatice și relațiile de miscibilitate dintre Ca, Mg și Fe [23].

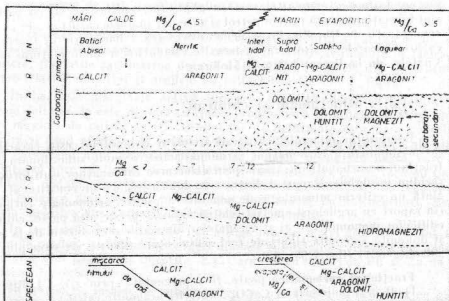


Fig. 4.37. Natura mineralogică a carbonaților în diferite medii de sedimentare.

Aragonitul este o fază metastabilă, proprie depozitelor recente și actuale specifică testului unor organisme vegetale (Dasycladaceae) și animale (ortocorali, scaphopode, pteropode, tunicate, otolite). Se dezvoltă în agregate aciculare sau columnare și mai rar sub formă de sferulite și mase micritice. Precipitarea sa este favorizată de o temperatură a soluțiilor de $20-30^{\circ}\text{C}$, de un pH alcalin mai ridicat și de prezența ionilor de Mg^{2+} și Sr^{2+} , Ba^{2+} , Pb. În aceste condiții, el se poate acumula în mediul marin, cu ape puțin adinci (șelf intern) și în zone lagunare și supratidale alături de Mg-calcit.

Calcitul pur este o fază rară, dar stabilă, prezentă atât în depozite vechi și recente, cât și în părțile scheletice ale cocolithoforideelor, caraphitelor, brachiopodelor și artropodelor. Conținutul său în Mg^{2+} se poate ridica până la 4%, fiind este denumit Low-Mg-calcit. Imbracă forma unor agregate spăritice și micritice și precipită din ape mai reci ($T \approx 1^{\circ}\text{C}$), la pH-uri mai reduse, sărace în Mg^{2+} (sau cu valori reduse ale raportului Mg/Ca) și bogate în SO_4^{2-} , Na_2CO_3 și $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$; în aceste condiții, el poate adiona Fe, Mn, Zn, Cu. Este un mineral specific domeniului marin de adincime (batial, abisal) și domeniului continental, cu ape dulci (lacustru, speleean), în care fluctuațiile de niveluri de bază sînt mici.

Calcitul magnezian (High-Mg-calcit) este faza minerală în care conținutul de MgCO_3 variază între 4 și 20%. El poate fi un produs primar sau diagenetic și se conservă în roci carbonatice de diferite vîrste. Se consideră specific pentru testele minerale ale unor alge (cyanobacterii, codiacee), foraminifere, briozoare și, aproape, exclusiv în echinoderme. Se depune din soluții în care raportul Mg/Ca variază între 2 și 21 și cu temperatura de $\approx 20^{\circ}\text{C}$ sub formă de agregate cripto- și microcristaline, mai rar aciculare. Caracterizează domeniile de sedimentare cu ape marine puțin adinci, cu ape dulci de adincime medie (facies lacustru) și domeniul continental sabkha.

Mg/Ca > 5

T > 30°C

Dolomitul este un mineral specific domeniului exogen, constituant principal al rocilor dolomitice, format atit prin procese chimice primare, cit și prin procese diagenetice. Este mai frecvent în depozitele vechi, dar se întâlnește și în multe sedimente actuale. Cristalele au forme izometrice și adesea uenhedrale; este fin sau larg cristalizat. Precipitarea sa este favorizată, în primul rind, de un raport Mg/Ca în soluție mai mare de 5 și de temperaturi ridicate ale soluțiilor (peste 30°C). Mediile specifice ocurenței sale sînt cele marine și lagunare, cu ape de foarte mică adîncime, și sectoarele continentale din zonele aride (tip sabkha).

Din punct de vedere chimic și termodinamic, precipitarea CaCO_3 are loc, în cazul cel mai simplu, prin modificarea unui echilibru care se stabilește în sistemul ternar $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. Suprasaturarea în carbonat de calciu a unei soluții naturale — prima condiție a germinării cristalelor de calcit — se realizează cînd produsul de activitate a reactanților este mai mare decît constanta de echilibru K a sistemului, adică atunci cînd

$$[a \cdot \text{Ca}^{2+}][a \cdot \text{CO}_3^{2-}] > K \left(\frac{[\text{CaCO}_3]}{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]} \right)$$

sau atunci cînd acest produs depășește produsul de solubilitate termodinamică (K_s) a CaCO_3 .

Calculule termodinamice indică pentru produsul de activitate a carbonatului de calciu o valoare de

$$[a \cdot \text{Ca}^{2+}][a \cdot \text{CO}_3^{2-}] = 12,5 \cdot 10^{-9} - 13,5 \cdot 10^{-9},$$

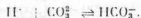
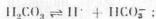
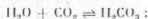
iar pentru constantele de echilibru ale calcitului și aragonitului, calculate în ape cu: salinitate normală (35‰), $\text{pH} = 8,2$, $p = 1 \text{ atm}$, $T = 25^\circ - 30^\circ \text{C}$ valori de

$$K_{\text{calcit}} = 4,0 \cdot 10^{-9}$$

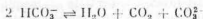
$$K_{\text{aragonit}} = 6,3 \cdot 10^{-9}$$

De asemenea, produsul de solubilitate K_s al calcitului este calculat pentru 10°C la $3,45 \cdot 10^{-9}$ și pentru 30°C la $2,66 \cdot 10^{-9}$.

În aceste condiții rezultă teoretic că apa de mare se poate considera suprasaturată atit în calcit (slab magnezian) cit și în aragonit. Desfășurarea reacțiilor care conduc la germinarea calcitului și/sau aragonitului implică, într-o primă etapă, concentrarea anionului bicarbonic prin disocierea H_2CO_3 și, respectiv, adăția de H^+ la anionul carbonic, astfel:



Într-o etapă următoare are loc disocierea HCO_3^- , iar în prezența ionilor de Ca^{2+} se creează premisa necesară precipitării CaCO_3 :



și/sau



dacă reacția se deplasează spre dreapta prin pierderea CO_2 din sistem

¹ Pentru precipitarea dolomitului vezi capitolul „Dolomite”.

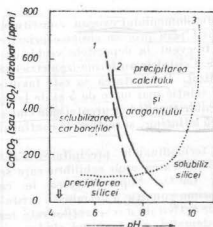


Fig. 4.38. Domeniile de precipitare și solubilizare ale aragonitului și calcitului, comparativ cu SiO_2 , în funcție de pH-ul mediului natural și salinitatea apelor: 1 — curba de echilibru pentru calcit și aragonit în domeniul marin; 2 — curba de echilibru pentru calcit în domeniul lacustru; 3 — curba pentru silice [25].

Este de subliniat, în primul rând, rolul decisiv pe care-l are CO_2 în controlul echilibrului carbonatic și, în al doilea rând, posibilitatea de concentrare a CO_2 prin pierderea H^+ din sistem.

1) Pierderea CO_2 se poate produce pe 3 căi: a) prin fotosinteză (în zona fotică); b) când scade presiunea CO_2 în atmosferă și crește gradul de agitație a apelor (respectiv, energia de bazin); c) când se ridică temperatura apelor.

Sincronizarea acestor tendințe în intervalul batimetric 0–200 m explică abundența carbonaților în apele puțin adinci din zonele tropicale și subtropicale (fig. 4.38).

2) Neutralizarea ionului H^+ poate avea loc prin intermediul amoniului (generat în timpul proceselor geobacteriene sau de descompunere a substanței organice) și are drept urmare apariția compușilor de amoniu. Astfel de mecanisme sînt probabil responsabile de apariția carbonaților în mediile anoxice în care bacteriile chemosintetice au un rol demonstrat în precipitarea CaCO_3 .

Fracțiunea necarbonatică se identifică în reziduul solid insolubil, obținut prin dizolvarea carbonaților; cantitativ nu trebuie să depășească 10%, pentru ca edificiul petrografic să rămână în domeniul calcarelor și să nu treacă în cel al rocilor de tranziție (marne, gresii). Calitativ, această fracțiune este reprezentată prin particule alogene — claste de illit, clorit, caolin, muscovit, cuarț, feldspați și, eventual, prin particule autigene: glauconit, albit, apatit, pirită, opal etc.

Studiul clastelor poate furniza informații asupra naturii mineralogice a ariei sursă sau, prin fracțiunea argilooasă, asupra paleosalinității; raportul caolin/illit este uneori interpretat ca o expresie a gradului de alterare a rocilor preexistente în aria sursă și, prin aceasta, ca o cale de reconstituire a condițiilor paleoclimatice din momentul provenienței lor în bazin.

Prin examinarea frecvenței și poziției clastelor în masa rocilor calcareoase se pot face corelări litostratigrafice și precizări legate de caracterul ciclic al procesului de sedimentare și rata denudării în ariile limitrofe bazinului examinat.

Natura clastelor, alături de substanța organică, imprimă calcarelor și dolomitelor proprietăți specifice legate de culoare, friabilitate, porozitate, capacitate de dizolvare etc.

Compoziția chimică. Alcătuirea chimică a rocilor sedimentare carbonatice exprimată în oxizi și privită comparativ cu cea a epitelastitelor și argilelor evidențiază abundența CaO, MgO și CO₂ (vezi tabelul 4.12); alți oxizi (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂) se găsesc, de regulă, sub 5% și reprezintă participarea fracției necarbonatice.

Tabelul 4.12. Compoziția chimică a calcarelor și dolomitelor

	1	2	3	4	5
SiO ₂	5,19	1,15	0,30	7,00	0,6
Al ₂ O ₃	0,81	0,45	2,00	2,10	1,0
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,54	0,26	0,16	6,18	—
MnO	0,05	—	0,02	0,07	—
MgO	7,90	0,56	1,10	18,50	20,40
CaO	42,61	53,80	53,00	28,80	32,90
Na ₂ O	0,05	0,07	—	—	—
K ₂ O	0,33	—	—	—	—
H ₂ O	0,77	0,92	1,00	0,30	45,10
CO ₂	41,58	2,69	42,50	42,60	?

1 — Compoziția medie a 345 analize de calcare (din Clarke, 1924), 2 — Micrit (Alpi Austrieci, Juristic), 3 — Calcarul recifal de la Munticelu, Cheile Bicazului (Papău, 1960), 4 — Dolomit triasic (Pojarita, Carpații Orientali) (Papău, 1960), 5 — Dolomit jurasic (Ovidiu — Dobrogea) (Papău, 1960).

Elementele majore — cu o participare de 10⁻²...10⁻³% masă — sînt legate fie de carbonați, fie de silicați, de oxizi sau de substanța organică și imprimă rocilor respective particularități geochemice cu variate semnificații sedimentologice.

În rocile cercetate din acest punct de vedere se manifestă următoarele afinități ale elementelor minore față de constituenții mineralogici:

calcit: Mn, Fe, Sr, Ba, Co, Zn;
 aragonit: Sr, Pb, Ba, K;
 dolomit: Fe, Mn, Pb, Co, Ba, Zn;
 siderit: Mn, Mg, Zn, Co;
 silicați și oxizi: Ni, Co, Cu, Fe, B.

O particularitate a organismelor care se regăsesc în calcare sub formă de bioclaste sau de substanță organică este aceea de a concentra prin procese metabolice numeroase *microelemente*, care în apa mării ating concentrații de 10⁻³...10⁻⁶ ppm: Mo, V, Ni, Pb, Cu, Ag, Ce, I, Br.

Stronțul se concentrează, de preferință, în sedimente recifale și în calcare de apă puțin adîncă și poate fi eliberat din aragonit în timpul recristalizării acestuia.

Nichelul, cobaltul, cuprul și bariul au tendința de a se afilia sedimentelor non-recifale și calcarelor de apă adîncă, alături de Mn, Fe, Si, Mo, Pb, Zn, Cu.

Manganul se pare că urmează calcitul magnezian și, de aceea, apare înglobat și în sedimentele platformelor carbonatice sau în cele lagunare în care aragonitul este subordonat.

Natriul, care în multe roci este un element major, este întâlnit în calcare și dolomite în concentrații de ordinul zecilor și sutelor de ppm: mai mult în sedimentele lagunare asociate cu evaporitele și în dolomitele timpurii (180—240 ppm) și mai puțin în sedimentele de șelf extern, calcare recifale și dolomite tîrzii (30—90 ppm).

Izotopii stabili ai rocilor carbonatice sînt ^{18}O , ^{16}O și ^{13}C , ^{12}C . Dintre aceștia frecvența cea mai mare o au ^{16}O și ^{12}C . Raportul între izotopii fiecărui element — $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sau $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ — sau abaterea unuia dintre ei de la o valoare standard $\delta^{18}\text{O}$ sau $\delta^{13}\text{C}$ se consideră ca o funcție relativ constantă a originii mineralelor carbonatice și, respectiv, a temperaturii, salinității, gradului de oxigenare, adîncimii apelor din care au cristalizat. Plecînd de la premisa că valorile respective nu sînt alterate de trecerea timpului, cunoașterea lor vis-a-vis de un context bine determinat experimental ar contribui la precizarea condițiilor care au controlat procesul de sedimentare.

Izotopul ^{13}C tinde să se concentreze prin procese chimice abiogene, iar ^{12}C prin procese metabolice organogene. Variația simultană $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ — $^{13}\text{C} \text{‰}$ a fost urmărită pentru precizarea domeniului de acumulare a rocilor carbonatice și a putut fi astfel întocmită diagrama din figura 4.39. În ea sînt cumulate observații numeroase care precizează variația restrînsă a acestor valori în cazul calcarelor marine de apă puțin adîncă sau adîncă. De asemenea, s-a putut constata creșterea valorilor $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ simultan cu creșterea adîncimii apelor. Cu toate că analiza compoziției izotopice pleacă de la premisa stabilității valorilor determinate în timp geologic, cercetări recente au sesizat rolul pe care-l pot avea procesele diagenetice în modificarea acestor valori. Astfel, prin neomorfism crește frecvența izotopilor ușori (^{16}O , ^{12}C), prin trecerea aragonitului în calcit sau a High-Mg-calcitului în Low-Mg-calcit.

Investigații privind condițiile de cimentare a sedimentelor carbonatice au scos în evidență valori negative pentru $\delta^{13}\text{C}$ și $\delta^{18}\text{O}$ atunci cînd procesul s-a desfășurat sub influența apelor meteorice și nu marine. Interpretarea variației temporale a valorilor $\delta^{18}\text{O}$ și $\delta^{13}\text{C}$ pentru Mezozoic și Cainozoic a permis lui Branchley (1985) să surprindă momentele de încălzire a apelor marine și oceanice care au stimulat dezvoltarea unor comunități biotice complexe și diverse și, paralel cu aceasta, tendința de ridicare a limitei CCD. Repetarea lor sistematică după o perioadă de cca 32 mil. ani argumentează caracterul megaciclic al procesului de sedimentare la suprafața Globului. În acest context, Triasicul mediu, Liasicul, Jurasicul superior, Aptian-Senonianul, Eocenul și Miocenul superior ar fi „perioadele” în care sedimentarea carbonatică a fost stimulată.

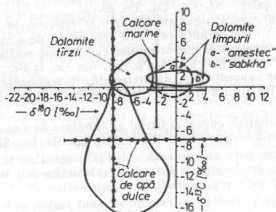


Fig. 4.39. Domeniile de variație ale raportului $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$ pentru diferite roci carbonatice și părți scheletice ale organismelor [18].

4.3.2. Petrografia sedimentelor și rocilor carbonatice

Modul de agregare a constituenților minerali din alcătuirea calcarelor și dolomitelor apare deosebit de variat și reflectă, prin aceasta, condiții de sedimentare dintre cele mai diverse. Drumul descifrării originii și evoluției acestor roci începe prin cunoașterea „elementelor figurate” sau a particulelor carbonatice și a lianțului lor, continuă cu înțelegerea texturii și structurii agregatelor examinate și se încheie în momentul precizării transformărilor diagenetice pe care acestea le-au suferit din momentul acumulării până în prezent.

Un astfel de examen, care în cazul rocilor carbonatice trebuie efectuat întotdeauna cu ajutorul microscopului, adună toate informațiile și stabilește toate criteriile necesare pentru o clasificare naturală și operativă.

PARTICULE ȘI LIANȚI CARBONATICI

Rocile carbonatice omogene din punct de vedere petrografic, așa cum ar fi un edificiu echieristalin calcitic sau dolomitic, sînt rare și au o extindere regională limitată. Regula o constituie, de fapt, diversitatea texturală și structurală exprimată prin relațiile care se stabilesc între particulele carbonatice și masa fundamentală care le înglobează. Varietatea particulelor exprimă varietatea proceselor care, și în acest caz, pot fi de natură chimică, biotică sau mecanică. Raportate la locul lor de origine — pentru a sublinia legătura cu bazinul de sedimentare — trebuie separate particulele *intrabazinale* și *extrabazinale* (v. tabelul 4.13).

Particulele intrabazinale. Se identifică cu elementele figurate descrise de R. Folk în 1959 și revizuite, mai târziu, de Dunham (1962), Illing și Purdy (1960), Bissel și Chillingar (1967). Același autor propune termenul de *biotchem* pentru a sugera corpusculii carbonatici formați prin precipitație chimică sau biotchimică în interiorul bazinului și care au putut suferi deplasări în cadrul acestuia, pe distanțe limitate, fără ca morfologia lor să fi suferit modificări importante. Restrîngînd enumerarea lor la cele cu trăsături petrografice și semnificații petrogenetice distincte, menționăm: oxide, peloide, lump-uri, intraclaste, oncoide și bioclaste (fig. 4.10).

Ooidele sînt particule de formă sferică sau ovală, în a căror structură se disting un nucleu central, variabil ca natură și origine (cuarț, litoclast, bioclast) și un cortex — înveliș sau anvelopă — alcătuit din aragonit și/sau calcit. Cînd diametrul ooidelor depășește 2 mm, ele se numesc *pisoide*; termenul de *oolit* (s.s.) definește în mod obișnuit particulele cu diametrul mai mic de 2 mm, fiind sinonim cu cel de *oid*. Anvelopa ooidelor, alcătuită dintr-un număr variabil de învelișuri micronice (1–2 în *protooide* sau ooide superficiale și peste 50 în cele normale) sugerează dezvoltarea ciclică a acestor particule. *Tip de ooid*

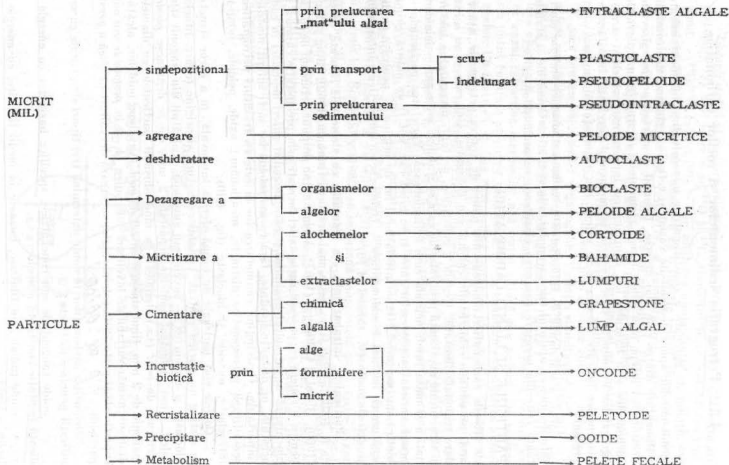
Dispoziția carbonaților în ooide determină trei tipuri structurale cu semnificații genetice distincte:

— ooide tangențiale sau concentrice, specifice bazinelor cu energie ridicată (agitație constantă a apelor);

— ooide radiale sau fibroase, formate în medii liniștite, cu energie de bazin scăzută;

— ooide micritice, fără orientare distinctă a criptocristalelor de calcit, crescute probabil în prezența substanței organice și a unui mucilagiu algal.

Tabelul 4.13. Principalele procese petrogenetice care conduc la formarea particulelor carbonatice și a micritului



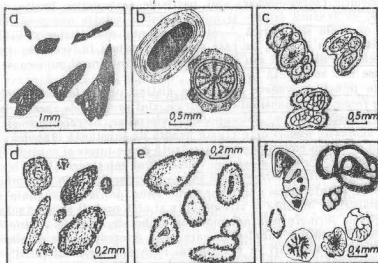


Fig. 4.40. Principalele tipuri de particule carbonatice intrabazinale:
a — intraclaste; b — oide; c — lump-uri; d — peloide; e — cortoides; f — bioclaste.

Unele procese postdepoziționale pot modifica sensibil această structură, împiedicând desprinderea unor semnificații petrogenetice. De exemplu, recristalizarea oizidelor concentrice conduce la tipuri radiale în care, însă, fibrele de calcit intersectează limitele de separație a învelișurilor și, uneori, chiar marginea oizidului.

La formarea oizidelor concură procese chimice anorganice, procese de acreeție algală și procese geobacteriene; deplasarea lor în bazin poate fi efectuată de curenți litorali (fig. 4.41).

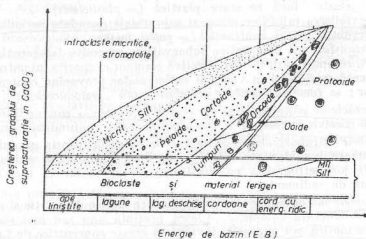


Fig. 4.41. Mediile geologice de formare și apariție a principalelor alocheme [25].

Peloidele (pseudoooidele) sînt particule carbonatice lipsite de structură internă, cu textură cripto- și microcristalină relativ omogenă. După forma lor — ovoidală sau sferică — și dimensiunile milimetrice și submilimetrice se aseamănă cu ooidele, de care se disting numai în secțiune transversală. Sînt alcătuite din calcit sau aragonit, dar pot conține și numeroase impurități argiloase sau substanță organică.

Din punct de vedere genetic se disting pelete fecale și pelete algaie. Peletele fecale, de dimensiuni milimetrice, sînt produse de excreție ale brachiopodelor, gastropodelor, pelecypodelor, viermilor, ostracodelor și echinodermelor, acoperite uneori de o crustă neagră de substanță organică; se acumulează în medii cu energie de bazin scăzută (zone inter- și subtidale) sau chiar în ape adînci. Peletele algaie, de dimensiuni micronice (150–500 microni), adesea inegale între ele reprezintă înecustatii sferulitice în jurul unor coccoide și în masa patului algal; ele apar acolo unde detritusul organic este abundent, alături de oncolite și stromatolite și sînt proprii zonelor marine tidale.

Peletele formate prin aglomerarea acelor de aragonit (pelete bahamitice) sînt proprii mediilor chimice în care apar diferențe între sarcinile electrice ale compuşilor angajați în aglutinare. Prin diageneză își pierd individualitatea și se pot confunda cu masa fundamentală.

Lumpurile sînt agregate corpusculare cu contur lobat, botrioidal, alcătuite din 2, 3 sau mai multe particule alochemice sudate între ele („grapestone”) sau mulate de o crustă sau de cruste concentrice de natură aragonitică sau calcitică (lumpuri botrioidale). Agregatele parțial cimentate, cu goluri interne și suprafețe lipsite de protuberanțe evidente, constituie lumpuri în-crustante, legate adesea de un substrat. În general, lumpurile se formează prin aglutinarea particulelor carbonatice respective în mlurile algaie din zonele peritidale sau canale subtidale, la adîncimi mai mici de 10 m. Scoase din mediul lor de formare, de sub pătura algală, ele își pierd individualitatea; așa se explică raritatea lor în depozitele vechi.

Intraclastele sînt fragmente intrabazinale provenite din sedimente carbonatice în curs de litificare. Conturul lor, adesea angular, intrerupe elementele structurale. Mecanismele care le generează sînt diverse:

- agitația valurilor prin deplasarea curenților de fund și activitatea organismelor marine bentonice poate provoca desprinderea din substrat a unor „claste” încă în stare plastică (= plasticlaste);

- exfolierea mlurilor inter- și supratidale exondate periodic și supuse astfel deshidratării și contracției (= galeți moi);

- transformări diagenetice subacvatice, succesive (singenetice) — deshidratări, compactizări, solvări selective ale unor evaporite interstratificate — care vizează modificări în volumul sedimentelor provocînd contracția și ruperea lor; se formează astfel „auloclaste” sau „prototraclaste”;

Procesele de bioturbare — excavarea de canale — conduc în sedimentele moi, slab coezive, la claste fine (pseudotraclaste) confundabile cu peloidele.

Clastele intrabazinale se deosebesc de extraclaste prin gradul lor redus de prelucrare (angularitate mare), prin lipsa suprafețelor oxidate și prin afinitățile lor petrografice cu substratul. Prezența lor în roci marchează un hiatus de sedimentare.

Oncoidele sau oncolitele sînt particule carbonatice de acreție și construcție algală cu structură complexă. Adesea prezintă unu sau mai mulți nuclei de natură biotică sau minerală, înveliți cu cruste concentrice de CaCO_3 , care pot alterna cu substanța organică și/sau detritus terigen foarte fin. De aceea, oncoidele prezintă structuri lamelare asemănătoare stromatolitelor (cu care,

de fapt, formează aceeași „familie” petrogenetică). Au dimensiuni milimetrice (*pisconcolite*) până la centimetrice (*macrooncoide*): se deosebesc greu de lump-uri iar de peloide și oncoide diferă prin structură în secțiune transversală.

În depozite vechi ocurența lor este redusă la zonele marine intertidale și subtidale; în prezent sînt cunoscute atît în lacuri, cît și în mări cu energie de bazin scăzută. Formarea lor este controlată de factori cu acțiune ciclică.

Bioclaste. Prin acest termen se denumesc toate părțile de natură minerală ale organismelor, produse, în special, prin bîșecrele și conservate în roci fie integral sub formă de schelete, camere, testuri, plăci, teci, spiculi cruste etc., fie sub formă de fragmente sau claste biotice produse de agenți mecanici sau chiar organisme („prădători”). Ele participă la formarea rocilor carbonatice de cele mai multe ori ca particule intrabazinale, motiv pentru care Folk le încadrează la alocheme; nu trebuie exclusă totuși nici natura lor extrabazinală, prin reamănare din vechi calcare organogene. Termenul de „particule scheletale” tinde să fie sinonim cu cel de bioclaste și sau biomorfe.

Pentru petrografia calcarelor, compoziția mineralogică, microstructura lor, dimensiunile specifice și morfologia și, uneori, gradul de articulare sînt trăsături distinctive care, alături de o argumentare a diagnosticului lor, servesc și la reconstituirea paleomediului în care s-au acumulat sedimentele respective. Foarte abundente aproape în toate mediile de sedimentare, organismele au influențat direct formarea rocilor carbonatice începînd din Proterozoicul superior, dar foarte energic în tot Fanerozoicul. Examenul microscopic este și în cazul bioclastelor o condiție a identificării exacte și a surprinderii frecvenței lor în raport cu alte alocheme.

Bioclastele de dimensiuni mari aparțin, de regulă, moluștelor, echinodermelor, brachiopodelor, coraliilor, iar cele submilimetrice — algelor, foraminiferelor, ostracodelor, nanoplantonului în general. După rezistența la fragmentare a părților scheletice, Ginsburg și Wilson (1975) separă 6 clase:

1) ace și spiculi înglobate în țesut organic și eliberate ușor după moartea organismelor (spongieri, octocorali, holoturi, alge verzi etc.);

2) schelete articulate legate prin țesut organic: crinoide, alge roșii, alge verzi;

3) schelete ramificate care generează claste inegale: corali, briozare, calcispongi, alge roșii;

4) camere și teci, relativ rezistente la factorii mecanici: gastropode, serpulide, brachiopode, pelecipode;

5) schelete încrustate rezistente la acțiuni mecanice: foraminifere sesile, stromatoporidae, briozoare, serpulide;

6) schelete masive: colonii de corali și alge coralineae.

Compoziția bioclastelor carbonatice exprimă poziția lor filogenetică (fig. 4.42). Transformările polimorfe (aragonit → calcit) și recristalizările explică tendința de realizare a unui echilibru mineralogic corespunzător timpului scurs de la acumularea lor. În investigațiile petrografice nu trebuie neglijată posibilitatea substituției bioclastelor prin silice, limonit, pirită, glauconit etc.

Structura internă a bioclastelor diferă mult de la un organism la altul și este o expresie a adaptărilor la condițiile de viață. Astfel, cochiliile de bivalve și brachiopode au o structură lamelară, tangențială și, respectiv, oblică; la gastropode, lamelele sînt încrucișate; ostracodele și calpionelidele nu au o laminație distinctă: testul foraminiferelor are o structură globulară, perforată sau nu; părțile scheletice ale algelor codiaceae (g. *Halimeda*) și corali-

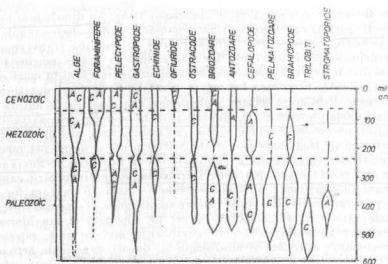


Fig. 4.42. Compoziția mineralogică a bioclastelor din principalele filumuri de nevertebrate și dezvoltarea acestora în timpul Phanerozoicului [34]: C — calcit; A — aragonit.

naceac au o structură reticulară, celulară; învelișurile și părțile scheletice ale unor corali, briozoare și foraminifere (fusulinideae, rotalide, numulitide) au o structură celulară, în care constituenții minerali au o dispoziție tangențială sau radială față de suprafața bioclastului; spiculi de calcispongi au în secțiune transversală circulară un canal central; plăcile de echinoderme, o structură compactă.

Cortoide. O categorie aparte de particule carbonatice o constituie alochemele cu anvelope micritice numite cortoide. Ele par să fie produse postdepoziționale și corespund unor bioclaste, peloide sau ooid micritizate marginal de organisme epilate — bacterii și alge; de asemenea, dizolvări selective ale alochemelor primare pot conduce la concentrarea periferică a rezidului micritic deci la formarea cortoidelor. Sunt frecvente în diferite tipuri de calcare alochemice și se prezintă susceptibile de dolomitizare.

Particule extrabazinale. Clastele carbonatice provenite din arii sursă situate în afara bazinului de sedimentare contribuie frecvent la formarea sedimentelor și rocilor carbonatice care prezintă asemănări structurale cu epiclastele. Ele reprezintă, fragmente litice erozionale, mai mult sau mai puțin prelucrate. Pentru a le distinge de litoclastele terigene necarbonatice, R. Folk a propus termenul *extraclaste*; se deosebesc de *intraclaste* prin următoarele caractere:

- pot conține bioclaste de altă vîrstă decît roca care le înglobează și nu prezintă afinități cu depozitele subiacente;
- liantul, cînd este un ciment, are un grad de recristalizare mai avansat decît cimentul rocilor respective;
- suprafața lor poate fi acoperită de anvelope oxidice, iar interiorul traversat de diacaze cu sparit;
- apar alături de granoclaste și litoclaste necarbonatice.

Dimensiunile lor pot fi variabile, dar cele rudite și arenite pot fi examinate macro- și microscopic, oferind informații prețioase pentru reconstituirea ariilor carbonatice din care provin.

Masa fundamentală sau liantul. Alochemele și extraclastele sînt înglobate într-o masă fundamentală care reprezintă, de fapt, liantul particulelor respective. Pentru această categorie petrografică Folk a propus termenul *ortochem*, dorind să sugereze, simultan, natura sa chimică și intrabazinală. Textural, utilizînd drept criteriu dimensiunea cristalelor din masa fundamentală, se poate vorbi de două categorii petrografice: micrit și sparit.

1) micritul este un calcit cripto- și microcristalin cu dimensiuni mai mici de 4 microni;

2) sparitul (s.l.) este un calcit mediu- și larg cristalizat, cu dimensiuni mai mari de 4 microni.

Micritul poate fi echivalat cu matricea din epiclastite; de cele mai multe ori este un produs sindepozițional, de natură autohtonă sau alohtonă. Sparitul este un echivalent al cimentului din epiclastite, deci un produs preponderent diagenetic.

Micritul, în ciuda omogenității sale texturale și a uniformității optice pe care le arată în câmpul microscopului polarizant (un agregat criptocristalin opac) la microscopul electronic apare constituit din cristale anhedrale și subhedrale de aragonit și Mg-calcit, cu contacte liniare și concav-convexe, adesea înecicristalin și cu numeroase spații goale; se asociază cu minerale argiloase și substanță organică și variate nanofosile (cînd sînt abundente formează un *nanomicrit*). Studiile din ultimii ani au adus argumente pentru originea sa fie primară, fie secundară.

Micritul primar, denumit și *ortomicrit*, poate fi rezultatul unor procese intrabazinale legate de modificarea chimismului apelor, care are drept consecință precipitarea chimică directă a nanocristalelor de aragonit și Mg-calcit sau instalarea unui mediu bacterian cu potențial biomineralizator; produsul astfel acumulat este un *automicrit*. Aportul de particule carbonatice micronice poate, de asemenea, fi legat de numeroase procese care conduc, tot intrabazinal și în toate zonele batimetrice, la formarea unui detritus carbonatic (*alomicroit*): eliberarea cristalitelor aragonitice din masa organică algală după descompunerea acesteia; dezagregarea mecanică „micronică” a părților scheletice de nevertebrate sau a unor clase carbonatice; eliberarea de detritus în urma activității de bioturbație (în special, perforații ale organismelor epilite, acumularea unor teste de nanoorganisme) etc. Acumularea gravitațională a unor astfel de particule explică caracterul de matrice al produselor respective.

Micritul secundar sau pseudomicritul este un produs postdepozițional, diagenetic, cu pondere mică în masa liantului. Poate fi un ciment criptocristalin sau poate rezulta prin recrystalizarea degradantă a unor peloides oide sau bioclaste (așa cum apar anvelopele micritice în cortoide).

Sparitul. Liantul alochemelor poate fi adesea un agregat de cristale transparente, subhedrale sau anhedrale, cu dimensiuni între 4 și 15 microni (microsparit) sau mai mari (sparit s.s.). Față de micrit se individualizează ca un produs postdepozițional, de cimentare a alochemelor și umplere a spațiului interstițial lăsat de acestea (*ortosparit*) sau de recrystalizare diagenetică a matricei micritice (în acest caz, *pseudosparit*). Dată fiind natura sa diagenetică, aspectele de cimentare și recrystalizare vor fi discutate în capitolul respectiv.

Evident, într-o astfel de diversitate de mecanisme generatoare de micrit și sparit utilizarea acestor produse ca indicatori de facies sau paleomediu apare riscantă. Separarea lor cu ajutorul microscopului polarizant, cu toate că nu evidențiază varietatea structurală și pierde rafinamentele de interpretare, se dovedește utilă și indispensabilă într-o discuție care vizează structura, diageneza și în special clasificarea calcarelor.

TEXTURA ROCILOR CARBONATICE

Caracterele texturale ale particulelor carbonatice și relațiile care se stabilesc între ele pentru a genera o structură sedimentară întregesc aspectul trăsăturilor petrografice necesare înțelegerii căilor de formare și evoluție a calcarelor și dolomitelor. Aspectele particulare care deosebesc calcarele de epiclastite și argile sînt numeroase; ele vin să sublinieze procesele complexe și diverse care concurează la petrogeneza carbonatică și care fac din aceste edificii unitate din punct de vedere mineralogic rocile cele mai cercetate pentru arhitectura lor submicroscopică.

Dimensiunea și forma particulelor. În cazul rocilor sedimentare carbonatice nu se poate utiliza o singură scară granulometrică pentru aprecierea dimensiunilor particulelor respective; nici parametrii granulometrici tipici — de exemplu C , M_d , σ — nu au semnificații identice.

Extraclastele ca produse exclusiv mecanice, sînt singurele care se pot raporta la scara lui Wentworth, fracțiunile rezultate fundamentînd un criteriu granulometric de clasificare a acestor depozite și avînd o semnificație sedimentogenetică egală cu a epiclastitelor.

Alochemele — particule de diverse naturi — au dimensiuni foarte variabile și exprimă prin acestea tendințe diferite în petrogeneza lor: viteză de creștere, condiții de acreție, energie de bazin etc.

Agregatele cristalizate — micrite și sparite —, formate prin precipitare chimică și/sau recristalizare, se definesc în funcție de dimensiunile cristalelor ce le alcătuiesc după o cu totul altă nomenclatură decît cea a clastelor și exprimă concentrația soluțiilor, viteza de germinare, spațiul de creștere etc.

Gradul de sortare crește cu prelucrarea mecanică a extraclastelor, dar reducerea dimensiunilor acestora se mai poate realiza și prin dizolvare. De asemenea nu se poate vorbi de sortare în sensul său granulometric și ambiental atunci cînd analizăm raportul dintre dimensiunile ooidelor și peloidelor în sedimentele care le conțin. Apropierea dimensiunilor acestor particule nu exprimă, evident, o „sortare bună” sau un grad avansat de prelucrare a sedimentului respectiv. Și în cazul sedimentelor organogene caracterul granulometric polimodal exprimă grade diferite de fragmentare (dezagregare) a aceiași categorii taxonomice sau adaptarea la condiții identice de sedimentare — într-un același areal batimetric — a unor organisme din clase diferite.

Forma particulelor carbonatice nu are, în toate cazurile, aceeași semnificație ambientală. Parametrii morfometrici comuni epiclastitelor — rotunjime, angularitate, sfericitate — se pot analiza atunci cînd se urmăresc gradele de prelucrare al extraclastelor, dar, în nici un caz, atunci cînd efectuăm un studiu al microscheletelor, ooidelor, peloidelor sau lump-urilor. Flügel (1982) consideră că creșterea gradului de rotunjime în bioclastele mari și extraclaste este o expresie a microstructurii interne a clastelor, a energiei de bazin, a formei inițiale a particulelor respective etc. (fig. 4.43).

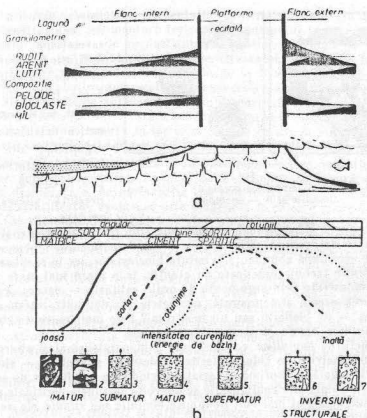


Fig. 4.43. Relațiile stabilite în diferite zone ale unui bazin de sedimentare între diferitele tipuri de particule carbonatice și factorii de mediu (energia de bazin, intensitatea curenților, cantitatea de CaCO_3 precipitat) (a); b — gradul de sortare al sedimentelor carbonatice realizat prin îndepărtarea de către curenți a milului carbonatic [25].

STRUCTURA ROCILOR CARBONATICE

Relațiile care se stabilesc între componenții sedimentelor carbonatice în timpul acumulării și imediat după aceea — în timpul litificării și exondării lor — determină structuri specifice pentru multe medii de sedimentare și diverse momente din evoluția acestora.

Structuri depozitionale. Sedimentele bogate în extraclaste și alocheme libere, acumulate într-un mediu dinamic, au structuri construcționale — cu granoclasări repetate, laminații paralele și oblice, cu micro- și megaondulații și, nu de puține ori, structuri determinate de curgerea sedimentelor („turbidite carbonatice”). Ambianțele din zonele de șelf și cele de la baza taluzelor continentale favorizează apariția unor astfel de structuri. Recunoașterea lor în calcare este dificilă în absența impurităților argiloase și a siliciclastelor care să puncteze discontinuitățile mecanice ce le evidențiază. De asemenea, astfel de structuri tind să se șteargă în depozitele vechi, palcozoice și mezo-

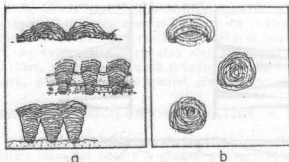


Fig. 4.44. Structuri laminitice coralgale: a — stromatolite și b — oncoid.

Structurile depozitionale *organogene* sînt foarte frecvente și acoperă o gamă largă de produse carbonatice. În cazul sedimentelor bioacumulate, se recunosc ușor după abundența și natura bioclastelor, iar în cazul sedimentelor bioconstruite trebuie descifrate cu atenție, la o scară mai mare și, de abia apoi, demonstrate prin argumente de ordin calitativ — natura organismelor, dezvoltarea areală și temporală, geometria și „detaliul” intern al corpului acumulat — un bioherm sau un biostrom? Cele mai frecvente sînt structurile laminitice alge și structurile coralgale.

Structurile *laminitice* caracterizate prin paralelismul și alternanța unor lamine milimetrice de culori diferite — deschise și închise — sînt generate de acrecția algală și exprimă o variație periodică a condițiilor de sedimentare (fig. 4.44). Cu această configurație se dezvoltă în zonele peritidale și respectiv în cîmpurile alge și mai sînt denumite *laminite* sau *ritmite* ele se suprapun adesea complexelor stromatolitice și pot fi întîlnite în depozitele jurasice din Dobrogea Centrală sau în cele din Hăghimaș, Lacul Roșu (Carpații Orientali).

Structurile *recifale* sînt și ele bioconstruite de organisme coloniale — corali, alge, briozoare — circumscrise unui areal bine determinat geografic. Spațiul „scheletic” adesea sparitizat este „colmatat” de bioclaste, peloide și ml carbonatic care conferă microstructurilor respective o mare diversitate petrografică. Marginal, *structurile coralgale* sau brizoarice se pot conjuga cu structuri laminitice spre continent și cu structuri detritogene spre largul bazinului. În masivele calcaroase din Carpații Meridionali (se întîlnesc frecvent astfel de structuri).

Structuri postdepozitionale. Specifice pentru calcare și dolomite sînt structurile rezultate prin interacțiunea unui sediment carbonatic cu factorii mediului ambiant în care s-a depus (prelucrarea sa de către populații bogate în organisme, presiunea coloanei de sedimente acoperitoare, circulația soluțiilor interstițiale și degazeificarea) sau cu factori ai mediului subaerian în care, temporar, a fost exondat (evaporarea, eroziunea). Astfel, sînt cunoscute și descrise structuri de bioturbăție, dyke-uri neptuniene, structuri fenestrale și stromatactis-uri, stilolite, duricruste etc.

Structurile de bioturbăție se conservă mai frecvent în calcarele micritice în care sînt aliniate în lungul planului de stratificație și se dezvoltă în interiorul stratelor sub forma unor canale cu traiecte foarte variate și contrastante prin conținut litologic. Structurile formative tip *burrows* (denumite generic *fodichnia*, *domichnia*, *pascichnia*, *cubichnia*) — sînt mai ușor de recu-

zoice, datorită proceselor de neomorfism. Calcarele sarmațiene din faleza de la Eforie Sud cuprind nivele de biocalcarenite cu evidente laminații oblice de curent, iar depozitele carbonatice detritice, de vîrstă urgoniană, din marginile multor platforme carbonatice (Getică, Hăghimaș) prezintă, adesea, structuri gradate.

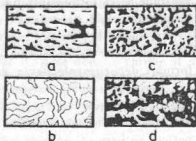
noscut decât cele deformative. Prezența lor constituie un criteriu de apreciere a diminuării ratei de sedimentare terigenă în momentul în care se realizează și, în cazul calcarelor, de reconstituire a zonelor subtidale și intertidale, populate intens de endobionți: moluște, crustacei, viermi. Se întâlnesc în calcarele triasice de la Isaccea și în cele de la Somova.

Dike-urile neptuniene intersectează transversal planele de laminăție (stratificație) ale depozitelor subiacente și au deseori un traseu neregulat care sugerează „injectarea” lor în stare plastică și într-un mediu parțial litificat. Umplutura lor, când punerea în loc se realizează de sus în jos, poate antrena și bioclaste sau material terigen mai tânăr decât depozitele traversate.

Structuri fenestrele și stromatactis-uri. Sedimentele fine, micritice, peletale sau chiar carbonat-arenitice, cu porozitate primară cunoscută (bogate în goluri de deshidratare, de bioturbație sau contracție), adesea aliniată la suprafața de stratificație, evoluează prin diageneză în calcare micritice ale căror cavități (de dimensiuni milimetrice) sunt umplute cu calcit sparitic, fibros pe marginile golurilor și izometric în centru (fig. 4.45). Astfel rezultă structurile fenestrele sau ochi de pasăre, caracterizate prin baza rectangulară a golurilor și partea superioară neregulată; pentru acest motiv ele au caracter geopetal și sunt utilizate în aprecierea poziției normale (sau răsturnate) a straturilor respective. Frecvența mare a unor astfel de goluri în lungul laminăției primare a calcarelor respective poate conduce la confuzii cu stromatolite; așa se explică de ce în momentul descoperirii lor (Dupont, 1851) au fost botezate „stromatactis”; a mai fost propus termenul *loferit* pentru micritele cu structuri fenestrele abundente. Indiferent de termenul utilizat, prezența lor în roci constituie un criteriu de reconstituire a domeniilor tidale.

Stilolitele sunt frecvente în calcare, în special în cele bogate în reziduu solid (minerale argiloase, hidroxi de fier) care rămâne inert în solvările sub presiune. Aspectul de contact sutural se realizează între nivele cu compoziție sensibil diferită, sau pe marginile intraclastelor sau extraclastelor. La o scară mai mare, ele se pot confunda cu suprafețele de eroziune.

Structurile nodulare sunt determinate de abundența unor elemente cu aspect concreționar, cu forme neregulate, omogene din punct de vedere litologic (micritice, de regulă), care fac corp comun cu „matricea” în care se află. Modul lor de formare și-a găsit numeroase explicații și, probabil, că reprezintă rezultatul unor mecanisme variate. Asociate calcarelor de apă puțin adâncă pot fi considerate relictetele unor structuri canaliforme ramificate, produse de *Thalassinoides*, parțial distruse și conservate sub formă de nodule (Blatt 1982). Prezente în calcarele de apă adâncă, ele sunt interpretate ca produse de resedimentare prin curgerea gravitațională a unor fragmente de sedimente plastice (măluri) sau, alteori, ca produse de compactizare selectivă și reasezare mecanică a unor budine structurale. Când sunt asociate cu o matrice marnoasă, se consideră produse de diferențiere diagenetică a carbonaților în raport cu fracțiunea argilooasă (Flü-



STRUCTURI FENESTRALE

Fig. 4.45. Structuri fenestrele și stromatactis-uri: a — normale la stratificație; b — paralele; c — în micrite sărace în detritus; d — în sedimente bogate în detritus.

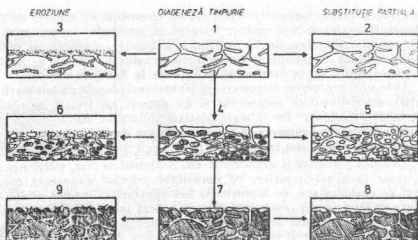


Fig. 4.46. Hargrounduri și structuri nodulare în sedimente carbonatice :
1, 2, 3 ... etape de evoluție [34].

gel, 1982). Calcarele micritice de la Agighiol, cele de la Cataloi („marnele” cu *Halobii*) și unele nivele de micrite negre din cariera de la Trei Fintini (Tulcea) par să corespundă acestui ultim punct de vedere (fig. 4.46).

Suprafețele de discontinuitate structurală evidente la diverse scări corespund unor procese sindepoziționale, de dizolvare selectivă; sau unui moment de exondare concretizat într-un *hardground* sau o duricrustă carbonatică (un caliche). Astfel de cruste intrabazinale au fost descrise după 1979 în ape de mică adâncime (la zeci de metri) sau în mări adânci (la peste 3 000 m) și se consideră că s-au format într-un interval de nedepunere de 25 000—125 000 ani. Suprafața lor este, adesea, însoțită de oxizi de Fe, Mn, perforații ale unor organisme epilite, alge, glauconit autigen etc.

4.3.3. Diageneza sedimentelor și rocilor carbonatice

În ciuda masivității calcarelor și dolomitelor și a gradului ridicat de coeziune pe care-l prezintă, puține sînt varietățile care apar direct sub formă de agregat rigid, cristalizat: scheletul colonial al recifilor, crustele de travertin, speleothemele din mediul cavernicol. Marea lor majoritate se acumulează ca sedimente alochemice sau litoclastice, care, supuse unor variate transformări depoziționale devin depozite litificate.

Cercetări recente au scos în evidență marea deosebire dintre sedimentul inițial și roca rezultată și au definit rolul pe care-l are diageneza în desăvîrșirea trăsăturilor mineralogice și structurale ale edificiilor petrografice carbonatice. Se pare că, spre deosebire de alte familii de roci, sedimentele carbonatice acumulate în mediul marin sînt litificate tîrziu, cînd ajung să fie exondate, sau sînt consolidate prin cimentare chiar în mediul de acumulare; îngroaparea progresivă scoate din mediul de sedimentare depozitul respectiv — structura i se conservă, iar consolidarea lui se poate realiza mult timp după aceea.

Ținând cont de faptul că sedimentele carbonatice actuale au o porozitate de 60–70 %, iar depozitele litificate corespunzătoare lor au un volum al porilor de numai 2–3 %, Friedman ridică, pe bună dreptate, întrebarea : de unde și cum a provenit cantitatea de CaCO_3 necesară diagenizei unor astfel de sedimente după compactizarea lor prin tasare ? Și tot el estimează la $6,3 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \text{ CaCO}_3$ pentru cimentarea a 1 km^3 de sedimente cu o astfel de porozitate inițială. Faptele de observație foarte numeroase și de multe ori contradictorii vin să explice varietatea și marea mobilitate a proceselor diagenetice.

Pentru aceste motive diageniza sedimentelor carbonatice nu poate rămâne o simplă exemplificare a transformărilor postdepoziționale pe care le suferă în general un sediment. Unii autori (Bathurst, Milliman, Friedman, Folk) văd acest proces ca dependent de mediul natural în care sînt acumulate sedimentele, în special de mediul prin care trec aceste sedimente înainte de a deveni agregate litificate. Din acest punct de vedere, mediile diagenizei carbonatice au fost separate în :

- mediul submarin de apă puțin adîncă și apă adîncă ;
- mediul diagenizei meteorice în zonă vadoasă și zonă freatică ;
- mediul îngropării progresive „(subsurface)“ mult sub suprafața sedimentelor, suprapus adesea zonei de amestec a apelor marine cu cele meteorice.

În felul acesta, salinitatea apelor apare ca un factor de primă importanță în diageniza calcarelor. Lui i s-ar putea adăuga : rolul climatului, domeniul geotectonic și geomorfologic de acumulare a sedimentelor, raportul dintre eroziune și acumulare, factorii geochimici clasici (pH, Eh, aportul de CO_2) și, nu în ultimul rînd, compoziția inițială a sedimentelor (natura carbonaților, conținutul de argilă, de substanță organică și elemente urmă).

Într-un astfel de context se detașează ca mecanisme specifice diagenizei depozitelor carbonatice : procese izochimice care determină litificarea milurilor, cimentarea, neomorfismul și procese alochimice care determină autigeniza necarbonatică.

Litificarea milurilor. Milurile carbonatice bogate în bioclaste, depuse în cîmpiile abisale sau platourile marine adînci ($> 3500 \text{ m}$), se litifică mai frecvent prin cimentare decît prin compactizare. Particulele micritice care le constituie nu indică urme de deformare mecanică, dar prezintă contacte suturale și un ciment de supraacrestere (format din Low-Mg-calcit) ; este cazul unor sedimente de apă rece din largul Arh. Bahama. În Marea Roșie sedimente pelagice au fost litificate printr-un ciment aragonitic și High-Mg-calcit-micritic. Rata slabă de sedimentare din această zonă explică, alături de temperatura apei, disponibilitatea CaCO_3 dizolvat de a se depune chimic și de a căpăta un anumit conținut de Mg. Simultan cu cimentarea poate avea loc o înlocuire a acelor de aragonit cu High-Mg-calcit.

Compactizarea mecanică a milurilor este inhibată de cimentarea timpurie (sau de procese de dolomitizare) și solicită presiuni mult mai mari decît sedimentele arenitice grosiere.

Cimentarea. Cimentarea sedimentelor carbonatice se poate realiza timpuriu — sindepozițional — sau mai tîrziu, în timpul îngropării sau exondării depozitelor respective. În funcție de sistemul în care s-au acumulat, procesul se dovedește a fi sever controlat de salinitatea apelor. Indiferent de momentul și locul în care apare, cimentul este un agregat sparitic cu morfologie variată,

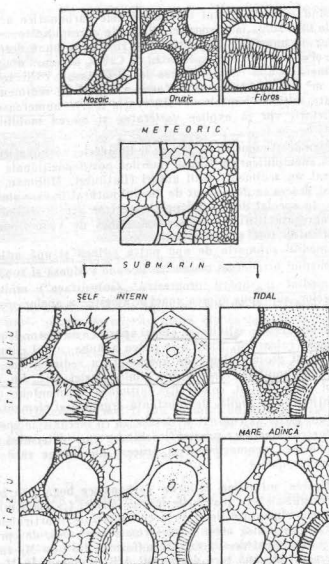


Fig. 4.47. Principalele tipuri morfologice de ciment carbonatic și ocurențele lui în diferite medii diagenetice [24].

care reduce mult porozitatea inițială și litifică considerabil sedimentul. Situațiile cele mai tipice în care apar procese de cimentare carbonatică corespund diagenzei meteorice, diagenzei submarine și diagenzei de îngropare (fig. 4.47).

Pe fondul unei alcătuirii mineralogice omogene, de regulă un calcit slab magnezian, varietățile texturale și structurale sînt numeroase. În calcarele alochemice și bioacumulate se recunosc două categorii diagnostice:

1) un ciment timpuriu sparițic, fibros sau fibros-radiar, care tapisează alochemele sau colmatează cavitățile interscheletice;

2) un ciment ilriziu, de asemenea ortosparitic, druzic sau echigranular (mozaic) sau. În raport cu bioclăstele de echinoderme, sintaxial (de supracreștere); el colmatează spațiul intergranular, are contacte liniare și prezintă puține impurități. Recunoașterea caracterelor primare ale cimentului în rocile calcaroase este îngreunată de procesele de neomorfism care șterg structurile și morfologia inițială cit și trăsăturile sale mineralogice și chimice.

Folosirea cimentului din calcare ca un criteriu de apreciere a domeniilor de acumulare a sedimentelor rămâne o încercare ipotetică, care în lipsa altor observații nu trebuie generalizată.

Neomorfismul carbonatic. În ciuda faptului că inversiunea și recrystalizarea sînt tratate drept procese fizice în stare solidă, iar trecerea aragonitului în calcit și micritului în sparit ilustrează tendința fazelor instabile și metastabile de a se reorganiza în faze stabile, desfășurarea „de facto” a acestor procese în sedimente și roci carbonatice este însoțită și stimulată de prezența unui film de apă intercrystalin; mediul de transformare trebuie, deci, considerat umed.

Aceste procese de neomorfism sînt o regulă pentru rocile de care ne ocupăm, iar efectele lor se confundă, adesea, cu cele ale cimentării.

Cazurile tipice, recunoscute în calcare, reprezintă transformări prin agardare și constau în recrystalizarea fazei micritice și a cimentului acicular și în inversia aragonitului și High-Mg-calcitului la calcit.

Recrystalizări. Masele micritice din milurile carbonatice, în general, sau matricea sedimentelor și calcarelor corpusculare sînt susceptibile de a trece în sparit (pseudosparit) închieristalin cu contacte, adesea, suturale; tranziția se realizează prin zone microsparitice și șterge, de multe ori, vechile structuri. Atunci cînd ele se păstrează cu multe detalii (ca în cazul unor taluri de alge sau teste de foraminifere), sparitizarea s-a realizat progresiv, prin dizolvare selectivă în „frontul” transformării și precipitare sintaxială pe microcristale, în spatele „frontului”. S-a constatat că într-un astfel de proces impuritățile de argilă și prezența Mg^{2+} inhibă agardarea. În sedimentele organogene prezența bioclăstelor libere într-o masă de sparit întărește ideea de recrystalizare a fostei matrice micritice; Fe se concentrează în calcitul neomorf.

Cimentul acicular-aragonitic din sedimentele de apă puțin adîncă este și el foarte sensibil la creșterea presiunii și temperaturii și trece în ciment fibros, adesea radiar față de suportul alochemic.

Inversiuni. Într-un amestec de carbonați, indiferent de structura pe care o îmbracă și edificiul pe care-l determină, aragonitul și Mg-calcitul tind să treacă în calcit, fie printr-o transformare polimorfă (simplă inversiune homo- sau heteroaxială), fie prin calcitizare (o modificare ce ar implica intervenția unui film micronic de apă).

Trecerea aragonitului în calcit druzic modifică structura cimentului din depozitele carbonatice peritidale și/sau din mediile hipersaline lagunare și afectează bioclăstele de gastropode, cefalopode, octocorali, dassycladaceae, codiaceae etc. și eliberează Sr^{2+} care poate deveni o sursă a autigenezei necarbonatice.

Calcitizarea aragonitului într-un mediu umed conservă structurile interne ale organismelor, ceea ce se poate argumenta prin mozaicul de cristale cu contacte liniare și culoare brună a sparitului neomorfic (imprimată de reziduul organic) care apare.

Porogeneza și poronecroza. Natura gurilor din sedimentele și rocile carbonatice explică, în bună măsură, calitatea de colector de hidrocarburi și capacitatea lor de a permite circulația unor soluții mineralizante.

Sedimentele carbonatice pot avea o porozitate inițială de până la 50% când sînt formate din particule arenitice și de până la 80% când sînt lutitice. Reducerea porozității, uneori pînă la 1–2%, cum este cazul în multe masive calcareoase, este efectul închiderii gurilor — al *poronecrozei* — prin diferite procese diagenetice: compactizare, cimentare, dizolvare sub presiune (fig. 4.48).

Alături de o porozitate remanentă, care exprimă participarea parțială a acestor procese la litificarea sedimentelor inițiale, porozitatea secundară exprimă clar rolul diagenezei în *porogeneză*. Vis-à-vis de formațiunile carbonatice litificate, principalele mecanisme care ridică procentul gurilor și conferă rocilor respective calitatea unui bun colector de fluide sînt: dizolvarea, transformările mineralogice de fază și efectele mecanice prin deshidratare și stress.

Dizolvarea. Micritul este mai puțin solubil decît sparitul și, de aceea, particulele alochemice de tipul blocastelor și ooidelor cu texturi sparitice se vor dizolva mai ușor decît matricea lor sau peloidele ce le însoțesc. Caracterul selectiv al procesului de solubilizare determinat și de prezența impurităților argiloase se va concretiza în nașterea unui sistem de pori cu forme și dispoziții, evident, foarte neregulate. Genetic, efectul produs reprezintă o porozitate de dizolvare.

Transformările de fază mineralogică calcit → dolomit prin metasomatoză diagenetică conduc la reducerea volumului inițial al sedimentului sau rocii carbonatice (vezi dolomite) și la nașterea, astfel, a unei *porozități secundare*, de substituție, cu pori intercrystalini. Arhitectura porilor va exprima în acest caz variația de chimism (și mineralogie) a depozitului primar.

Crăpăturile de uscare sau cele de sinereză din masa unui sediment, dizolvarea selectivă a intercalațiilor de compuși ușor solubili creează spații libere care sporesc porozitatea primară; adesea, aceste spații se conservă quasiparalel cu suprafața de strat.

Efectele mecanice și, în special, tectonice sînt responsabile de apariția în calcarele scoase din mediul de acumulare a unui sistem de diaclaze, fisuri și fracturi controlat, de regulă, litologic și structural, și de aceea, ordonat spațial, care ridică gradul de comunicare între pori.

Autigeneza necarbonată. Mediul diagenezei carbonatice, în funcție de calitățile sale chimice, p_H, Eh, elemente minore etc., este propice formării unor minerale autigene dintre care mai comune sînt: silicea, glauconitul, albitul, turmalina, sulfajii, pirita, zirconul (!) ș.a. (fig. 4.49).

Ele se formează atît în etapele timpurii ale diagenezei cît și în cele tîrzii și se dezvoltă mai frecvent în rocile corpusculare, alochemice și clastice decît în cele bioconstruite; de asemenea, abundența lor este mai mare în liant decît în alocheme sau fragmente biotice. Față de reziduul terigen-clastic cu care uneori se pot confunda, mineralele autigene prezintă următoarele trăsături diagnostice: apar în cristale euhedrale sau pseudomorfoze după alocheme și fragmente fosile, au incluziuni carbonatice identice cu masa în care se găsesc, întretaie elementele structurale ale „gazdei”, prezintă, de multe ori incluziuni zonate și au proprietăți optice specifice (feldspații, de exemplu).

Minerale autigene	Sindiageneză		Anadiageneză	
	Timplexie	Tîrzie	Timplexie	Tîrzie
Pirit				
Siderit				
Albit				
Micrit				
Sparit I				
Sparit II				
Dolomit				
Parametrii mediului	$\leftarrow \text{pH} \approx 8-9 \rightarrow$ $\text{Pco}_2 >$	$\leftarrow \text{pH} \approx 7 \rightarrow$ $\text{Pco}_2 >$	$\leftarrow \text{pH} \approx 8-9 \rightarrow$ $\text{Pco}_2 >$	
Procese fizico- chimice	Descompunerea mineralelor argiloase	Cristalizarea albitului, micrite, recristalizarea micritului		Substituirea albitului prin calcit, recristalizarea prin calcit

Fig. 4.49. Succesiunea de formare a mineralelor autigene în raport cu autigeneza carbonatică din calcare ale Seriei „Șisturilor negre” din Carpații Orientali [50].

4.3.4. Sistemática rocilor carbonatice

Pentru a putea ilustra diversitatea proceselor care le generează, clasificarea și denumirea rocilor carbonatice trebuie să țină seama de „scara” la care este efectuat examenul lor, deci de tehnica pe care o aplicăm pentru a descifra alcătuirea lor mineralogică și petrografică. Este evident că o observație macroscopică nu va putea efectua distincția dintre alocheme și claste și nici nu va putea sesiza natura mineralogică a carbonaților. Pe de altă parte, dacă scopul urmărit este acela de a descifra doar eterogenitatea și porozitatea rocilor respective, atunci este evident că o asemenea departajare — intraclast-extraclast sau ooid-peloid etc. — nu se impune. În cazul în care se pune problema valorificării acestor roci pentru conținutul lor de CaCO_3 sau MgCO_3 , va deveni necesar un criteriu de apreciere chimic-mineralogic ș.a.m.d.

Ca în orice altă situație, criteriile utilizate vor servi un anumit scop și aplicarea lor va fi posibilă și eficientă numai după un examen microscopic atent; orice încercare de uniformizare și simplificarea clasificării sau de extrapolare a unui singur criteriu asupra tuturor situațiilor naturale s-a dovedit inoportună.

După cum am văzut, raportul mineralogic calcit : dolomit, respectiv raportul chimic CaCO_3 : MgCO_3 se constituie într-un criteriu natural de separare a două categorii petrografice fundamentale : *calcare* și *dolomite*.

Tentativele de clasificare a calcarelor (clasificarea dolomitelor va fi prezentă în capitolul „Dolomite”) au întâmpinat multe dificultăți și de aceea schemele elaborate, foarte numeroase de altfel, au putut fi foarte greu generalizate și adoptate. Dintre toate încercările, după 1960 au rămas valide doar câteva „clasificări de autor” însoțite ca atare sau cu foarte puține modificări și devenite astfel operative. Ele folosesc criterii naturale și corespund în foarte bună măsură altor scopuri teoretice cit și practice. Mai mult decât atât, ele valorifică, la maxim, informația petrografică oferită de studiul microscopic și structural al acestor roci. Prezentăm, în continuare, clasificările lui Folk (1959, 1960), Dunham (1962), Bissel și Chilingar (1967).

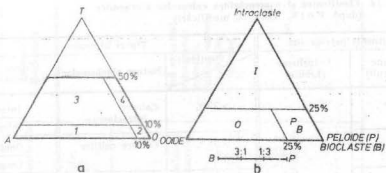


Fig. 4.50. Clasificarea calcarelor după Folk :

a — Diagramă ternară pentru clasificarea rocilor carbonatice :

A — alocheme ; O — ortocheme ; T — material terigen ; 1 — calcare alochemice ; 2 — micrite, sparite, dolomicrite, dolosparite ; 3 — calcare alochemice cu material terigen ; 4 — micrite argiloase, dolomicrite siltitice etc. ; 5 — roci clastice ;

b — Diagramă ternară pentru clasificarea calcarelor alochemice :

I — intramicrite, intrasparite ; O — oomicrite, oosparite ; B — bio-micrite, biosparite ; P — pelmicrite, pelsparite ; BP — biopelmicrite, biopelsparite.

1. Clasificarea lui Robert Folk valorifică trei elemente petrografice cu largă ocurență :

a) natura și frecvența particulelor carbonatice intrabazinale în raport cu fracțiunea terigenă extrabazinală ;

b) natura masei fundamentale : micrit sau sparit ;

c) participarea „bioconstrucției” la formarea edificiului petrografic.

Combinând primele două criterii se pot obține 4 categorii fundamentale (fig. 4.50) :

(1) calcare alochemice eterogene, care conțin mai mult de 90% particule carbonatice intrabazinale (alocheme) ;

(2) calcare ortochemice omogene, care conțin mai mult de 90% micrit sau sparit nediferențiat (ortocheme) ;

(3) calcare alochemice cu material terigen (10–15%) de dimensiuni arenitice sau ruditice ;

(4) calcare ortochemice cu material terigen (10–50%) de dimensiuni siltice sau lutitice.

Clasificarea calcarelor alochemice (prezentată în figura 4.50 b și tabelul 4.14) consideră raportul dintre principalele alocheme — intraclaste, oolide, peloide, bioclaste, oncoide — și natura liantului lor ; valoarea 25% pentru frecvența de participare a alochemelor respective se alege ca limită inferioară pentru separarea tipurilor petrografice. Se obțin astfel diferite categorii de roci prin combinarea prefixului intra-, oo-, pel-, bio-, onco- cu sufixul micrit și/sau sparit, de exemplu : intramicrit-intrasparit, oomicrit-oosparit etc.

Calcarele ortochemice — lipsite sau cu mai puțin de 10% elemente figurate — vor fi denumite, după criteriul textural, calcare micritice (sau micrite) și, respectiv, calcare sparitice (sau sparite). Dismicritele sînt micrite perturbate de bioturbație, parțial sparitizate sau cu sparit în goluri fenestreale.

Criteriile aplicate nu iau în considerare calcarele bioconstruite, pentru care Folk propune termenul general de *biolitite*, indiferent de natura organismelor care au participat la formarea lor.

Tabelul 4.14. Clasificarea și nomenclatura calcarelor alochemice
(după Folk, 1959; cu modificări)

Constituenți petrografici		Tipuri litologice		
Alocheme (Corpusculi)	Ortocheme (Liante)	criterii : %	Natura alochemelor	Natura liantului : micrit sparit
Intracaste	Micrit și Sparit	> 25 %	Calcare intracastice	Intramicit Intrasparit
Ooide		> 25 %	Calcare oolitice	Oomicrit Oosparit
Peloide		$\frac{Pel}{Bio} = \frac{3}{1}$	Calcare peletale	Pelmicit Pelsparit
Biocaste		$\frac{Pel}{Bio} = \frac{1}{3}$	Calcare bioclastice	Blomicrit Biosparit
Lumpuri			Calcare lumpale	—
Oncoide		> 25 %	Calcare oncoidice	Oncomicit Oncosparit

Evident, clasificarea lui Folk are un caracter descriptiv, este simplă și logică și, de aceea, pentru calcarele „marine” poate fi aplicată pe scară largă. Ea conduce, indirect, la concluzii petrogenetice utile în reconstruirea mediilor de sedimentare.

2. Clasificarea lui Dunham (1962) este mai expeditivă, dar mai superficială. Punerea ei în aplicare nu solicită un examen microscopic riguros, dar cu toate acestea abordează, simultan, calcarele omogene, corpusculare și bioconstruite. Criteriile folosite conduc — prin termenii separați — la o semnificație sedimentogenică (tabelul 4.15).

Tabelul 4.15. Clasificarea rocilor carbonatice după Dunham (1962) (cu modificări)

Extraclaste și alocheme nelegate în timpul depunerii				Schelete și bioclaste sudate depozitional (organisme coloniale)		
cu ml carbonatic		fără ml carbonatic (uncori sparit)		Boundstone prin		
„mud-supported” Granule cu contacte „libere”		„grain-supported” Granule cu contacte tangențiale		acrecție și înglobare corali dendroizi	„incrustație mat algal”	bioconstrucție coralgală recifi
<10 %	>10 %	> ≈ 60 %				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Tablul 4.16. Clasificarea calcarelor

(simplificat după Bissel și Chilingar, 1967)

„Energia de bazin“	Raportul particule/micrit	% granule	Material mișcat de valuri și curenți					Acumulare in situ		
			Clastic		Precipitare-acreționare			bioconstruite	chimice și biokimice	
			detritic	schelete (bioclaste)	peloide	lumpuri	oolide			
Turbulența apei	Agitație puternică	9/1	90	Detritic	Scheletal	Peletal	Lumpal	Oolitic (pisolitic etc.)	Recifal	fără structuri organogene : travertin, caliche, calcare „litografice” speleoteme
	Agitație moderată		75	Detritic micritic	Scheletal, micritic	Peletal micritic	Lumpal micritic	Oolitic micritic	Coraligen micritic	
	Agitație slabă	1/1	50	Detritic, Scheletal-micritic		Peletal,	Lumpal, — micritic	Oolitic		
	Agitație intermi-tentă		25	Micritic, detritic-scheletal		Peletal,	Micritic — lumpal,	Oolitic	Micritic coraligen	
	Mediu liniștit	1/9	10	Micritic detritic	Micritic scheletal	Micritic petetal,	Micritic lumpal,	Micritic oolitic		
				Micritic	Micritic	Micritic				

Examinând abundența particulelor carbonatice (indiferent de natura lor : alocheme sau extraclaste) în raport cu liantul și calitatea sa (micrit/sparit), Dunham ajunge să separe 4 categorii petrografice : *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone*, în care cantitatea de particule crește progresiv și poate fi interpretată ca direct proporțională cu creșterea gradului de agitație a apei în bazin (sau cu „energia de bazin”). În același sens se realizează tranziția de la roci cu particule libere („mud-suported”) la roci în care particulele ajung să se atingă între ele („grain-suported”) și să se sprijine unele pe altele.

Calcarele bioconstruite de organisme coloniale și sudate depozitional sînt denumite prin termenul general *boundstone* (echivalent al biolititelor lui Folk) și prin următorii termeni genetici :

— *bafflestone*, dacă scheletul rigid vertical al coloniei a fost colmatat prin acreefe verticale cu sedimente elastice ; au drept corespondent corali dendroizi ;

— *bindstone*, dacă edificiul este alcătuit din cruste suprapuse generate de alge (de tipul patului algal, stromatolitic) ;

— *framestone*, dacă structura rigidă a cadrului scheletic individual este cimentată simultan cu creșterea prin cruste alge (recifii de corali propriu-ziși).

Pentru semnificațiile sale genetice și ușurința de a permite separarea calcarelor corpusculare de cele masive-organogene, clasificarea tinde să fie larg aplicată în cercetările de teren, în examinarea carotelor de foraj, care nu implică și aprecieri legate de natura particulelor.

3. Una din cele mai recente sistematizări a calcarelor, aceea a lui Bissel și Chilingar (1967), reprezintă o sinteză originală a unor parametri folosiți în trecut în diverse alte clasificări. Criteriile luate în considerare de autori sînt :

- tipurile de particule (elemente figurate) ;
- caracterele texturale (granulația) ;
- raportul particule/micrit („grain/micrit ratio” = GMR) ;
- indicele energetic (sau energia de bazin).

Din combinarea acestora rezultă 7 categorii textural-structurale, care cuprind, în funcție de raportul micrit/granule, un alt număr de tipuri petrografice. Tabelul 4.16 prezintă o formă simplificată a acestei clasificări care, față de celelalte, integrează și calcarele de precipitație chimică, considerate, ca și cele bioconstruite, autohtone : travertinul, speleotemele, crustele caliche, tufa.

Aplicînd un criteriu strict granulometric, calcarele corpusculare se pot compara cu epiclastitele, către care, prin amestec cu material terigen, pot prezenta treceri frecvente (fig. 4.51). Categoriile petrografice cunoscute derivă din utilizarea aceleiași scări granulometrice ca și în cazul rocilor detritice (Udden-Wentworth), iar nomenclatura lor folosește sufixul de etimologie latină : rudit, arenit, silt, lutit. În clasificări mai vechi, termenii derivați — *calcirudit*, *calcarenit*, *calcisiltit*, *calcilutit* — tind să aibă o semnificație genetică și să se refere la calcare elastice (extraclastice). Folosirea termenilor *calcirudit* și *calcarenit* a încercat să fie condiționată de abundența extraclastelor carbonatice, dar în mod evident ele pot fi însoțite și de alocheme (de bioclaste, de exemplu în biocalcarenite). De aceea, în prezent ei tind

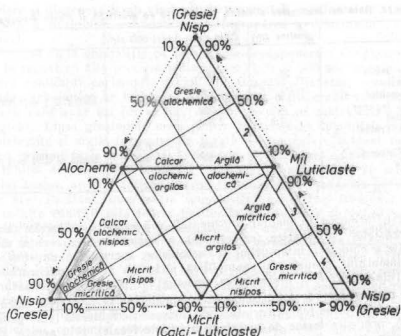
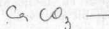


Fig. 4.51. Tranziții posibile și nomenclatura adecvată pentru domeniile de trecere de la calcarele alochemice și micrite spre gresii (nisipuri) și argile; 1, 4 — gresie argilooasă; 2, 3 — argilă nisipoasă [15].

să fie sinonimi cu grainstone (sau packstone). Printr-un același mod de a pune problema, calcilitul este o categorie petrografică care se departajează greu de calcarul micritic (Folk) sau de mudstone (Dunham).

4.3.5. Petrogeneză și sisteme depoziționale



a. Petrogeneza calcarelor

Formarea calcarelor în istoria Pământului a fost controlată de doi factori a căror acțiune, adesea, a fost interdependentă și concomitentă: chimismul apelor și activitatea biologică.

Concentrarea ionilor de Ca^{2+} și regimul CO_2 în ape reprezintă prima condiție pentru separarea pe cale chimică a carbonatului de calciu. Procesul este stimulat în apele calde, adesea oxigenate și, de preferat, agitate până la adâncimi moderate, care marchează echilibrul între rata precipitării CaCO_3 și rata dezvoltării sale (în dreptul a ceea ce am numit CCD) (tab. 4.17). În acest cadru chimic și batimetric, în toate mările și oceanele Terrei, se dezvoltă și viața, fie în formele sale vegetale care controlează echilibrul CO_2 în apă sau care, prin procese biochimice, germinează nuclei de aragonit și/sau calcit, fie în formele sale animale care printr-un metabolism aparte contribuie direct la precipitarea CaCO_3 în bioclaste și schelete coloniale rigide.

Din această relație manifestată intrabazinal se nasc, în sisteme depoziționale foarte diferite, calcarele *autohtone*, de precipitație chimică și cele organogene, bioconstruite și bioacumulate.

Tabelul 4.17. Rata de acumulare a CaCO_3 comparativ cu grosimea și vîrstă depozitelor

	grosime (m)	timp (ani)	m/1 000 ani	
<i>Holocen</i>				
Florida — recifl	25	7 000	3	
Rodriguez —				
mare deschisă	5	<5 000	1	Media = 1 m/1 000 ani
Florida — lagunar	3	3 000	1	
Andros-tidal	1,5	2 200	0,7	
G. Persic, Trucial-				
Sabkha	2	4 000	0,5	
<i>Mezozoic-Cenozoic</i>	6 000	200 · 10 ⁶	0,03	Media = 0,04 m/1 000 ani
g. Persic				

Astfel, formarea în mediul continental, subaerian, a sintelor (traver-tinul), crustelor carbonatice (caleret-uri), a speleotemelor, iar în mediul subacvatic a ooidelor, lump-urilor și cortoidelor, a crustelor de cimentajie și/sau cimentului propriu-zis exemplifică stricarea echilibrului carbonatic din soluțiile naturale și precipitarea carbonaților ajunși la suprasaturație.

Am mai arătat că și participarea organismelor la formarea calcarelor se manifestă în forme foarte variate: prin biosecreție minerală (sînt generate bioclaste), prin alte forme de metabolism (pelete fecale), prin acrecție algală (stromatolite și oncoide), prin activitate geobacteriană (unele ooide, cimen-tări), prin bioconstrucție recifală (biolitite).

Distrugerea pe cale mecanică a unor astfel de roci în afara bazinului de sedimentare, în momentele cînd au ajuns să fie exondate, generează lito-claste carbonatice, ceea ce constituie premisa formării calcarelor alohtone sau detritice (mecanice). Areal și temporal, ponderea acestora din urmă este mult subordonată calcarelor autohtone.

Primele semne ale unei astfel de activități complexe se plasează cu 2,5 miliarde ani în urmă și sugerează pentru tot intervalul care a urmat faptul că sedimentogeneza carbonatică s-a plasat într-un cadru natural deosebit de variat.

Cadrul geografic prielnic genezei calcarelor corespunde atît zonelor continentale cît și bazinelor marine și oceanice situate între paralelele de 30° lat. N și 35° lat. S, ceea ce înseamnă, de fapt, arii de sedimentare într-un climat cu temperatură medie anuală de 22—26°C și precipitații mai reduse; în aceste condiții, apele se consideră calde, pierd mai ușor CO_2 , tînd să aibă o salinitate mai ridicată și precipită mai ușor CaCO_3 .

Cadrul hidrologic, morfologic și batimetric al bazinului completează seria de factori care condiționează sedimentogeneza carbonatică (fig. 4.52). Astfel, dinamica apei în bazin, sintetizată prin „grad de agitație” și dovedită prin intensitatea valurilor, marcelor și curenților în raport cu poziția substratului pe care are loc acumularea carbonaților, dictează formarea și acumularea particulelor carbonatice (ooide, intraclaste, extraclaste, unele bioclaste) în sectoare cu energie de bazin ridicată și, respectiv, a mlului carbonatic (dar și a peloidelor, a lump-urilor, a bioclastelor fine) în sec-toare cu energie de bazin scăzută. Morfologia fundului poate proteja conser-varea sedimentelor acumulate sau, din contră, poate favoriza reciclarea lor de către curenți.

extindere și diageneză le au vis-à-vis de parametrii geodinamicii: stabilitatea tectonică a bazinului, exondarea sau îngroparea sedimentelor, oscilațiile de nivel.

Plecând de la observația că rata medie de depunere a CaCO_3 este foarte mare în raport cu alte produse sedimentare (1 m / 1 000 ani) și luând în considerare echilibrul carbonatic fragil din Oceanul Planetar, rezultă că depozitele carbonatice ar trebui să aibă grosimi considerabil mai mari decât cele sub care apar azi (de ordinul zecilor de mii de metri într-o perioadă geologică). Lipsa grosimilor mari pentru calcarele și dolomitele intercalate în epiclastite și argile (depozite cu o rată de acumulare evident mai mică, dar cu grosimi reale mai mari) trebuie pusă pe seama numeroșilor factori care inhibă depunerea carbonaților: scăderea temperaturii și schimbarea pH-ului apelor, aportul terigen masiv, ridicarea CCD, scăderea potențialului biotic etc. În final, intervenția unor astfel de factori face ca un proces care în alte condiții este foarte productiv să stagneze și, astfel, să creeze impresia că sedimentogeneza carbonatică are un caracter sporadic în timp. Un alt aspect legat de factorii sedimentării carbonatice rezultă din compararea grosimilor reale ale masivelor calcaroase cu adâncimea bazinului în care s-au acumulat. În multe situații paradoxul este evident, pentru că o stivă de 1 000 sau 2 000 m grosime de calcare reefale, semnificând prin toate caracterele sale bioconstrucția pe un șelf de maxim 200 m adâncime, nu s-ar putea realiza fără intervenția unor cauze geodinamice: subsidența activă a edificiului coraligen concomitent cu păstrarea unei adâncimi constante a apei deasupra ariei de sedimentare.

Trecerea sedimentelor în roci se poate afla, de asemenea, sub un control geotectonic pentru că se desfășoară între două situații extreme:

- de exondare temporară și aducere, astfel, în contact cu apa meteorică care va da edificiului final caracterul de depozit mixt: marin prin particule și continental prin ciment;

- de îngropare progresivă și litificare, fie prin comprimare, fie prin cimentare din soluții marine (sau eventual contaminate cu ape de infiltrație).

Din astfel de observații rezultă importanța studiului rocilor carbonatice nu numai pentru reconstituirea sistemelor depoziționale, dar și pentru descifrarea cadrului geologic general în care a fost amplasat bazinul respectiv.

b. Petrogeneza dolomitelor

Dolomitele sînt roci asociate în mod obișnuit cu calcare și evaporite și, accidental, cu argile. Ele se întîlnesc mai des în formațiuni prepaleozoice și paleozoice, fiind rare în cele mezozoice și terțiare. În calcare micritice, calcilitute, depozite de gips, anhidrit și argile, dolomitele apar ca nivele interstratificate, bine individualizate, iar în masa calcarelor organogene, alochemice și clastice îmbracă forma unor mase neregulate sau a unor corpuri lentiliforme lipsite de limite tranșante.

În asociațiile naturale în care se găsesc, dolomitele îmbracă două aspecte petrografice fundamentale:

- 1) de roci compacte, microstratificate și lipsite de faună, acumulate în secvențe ritmice centimetrice, cu texturi microcristaline, echigranulare și structuri omogene, de precipitație chimică; ele sînt considerate dolomite primare și

- 2) de roci masive cu porozitate ridicată (20–40%), adesea cavernoase, cu texturi inechigranulare, porfibroblastice sau poikiloblastice și structuri

foarte variate (în special, diagenetice de substituție și recristalizare); ele corespund unor dolomite secundare și s-au format prin diagenеза timpurie și/sau tirzie a sedimentelor și rocilor calcaroase.

Dolomitele *singenele* (sau penecontemporane timpurii) conservă structurile paleosomului (calcare micritice, mudstone, wackestone) și sînt fin granulare. Sînt asociate cu depozite de evaporite (gips, anhidrit), stromatolite, structuri birdseyes și crăpături de uscare. Cuprind în constituția lor, de regulă, protodolomit. Îndințările de facies cu micritele și calcilitutele sînt frecvente. Aceste dolomite își găsesc un corespondent în sedimentele holocene din Golful Persic, Florida, Bahama etc.

Dolomitele *epigenetice* (ale diagenезei tîrzii) au cea mai mare răspîndire și se individualizează sub forma unor corpuri masive neregulate sau lenticulare care traversează unitățile depoziționale și structurile specifice lor. Ele se individualizează ca depozite de neoformație și sînt alcătuite din dolomit larg cristalizat, adesea zonat: texturile și structurile primare (ale paleosomului) sînt parțial șterse, elementele relict ale acestuia putînd fi reprezentate prin blocaste, alocheme, granoclaste și chiar ciment. Asocierea lor cu calcarele recifale este, de asemenea, foarte frecventă. Dezvoltarea dolomitelor epigenetice sugerează, de multe ori, și un control tectonic (ele apărînd în lungul unor fracturi sau al suprafețelor de discontinuitate stratigrafică).

Pentru ambele categorii de roci, texturile faneritice (date de cristale cu diametrul mai mare de 0,004 mm) caracterizează *dolosparitele*, iar texturile afanitice (date de cristale cu diametrul mai mic de 0,004 mm — *dolomicritele*). Alături de caracterele texturale și structurale, morfologia cristalelor de dolomit și calcit, ca și relațiile dintre ele, reflectă diversele posibilități de geneză.

Petrogeneza dolomitelor continuă să fie o problemă controversată. Dacă astăzi caracterul lor poligenetic este unanim acceptat (el derivînd din diversitatea petrografică a acestor roci), semnele de întrebare continuă să se ridice cînd este pusă în discuție stabilitatea dolomitului în mediul marin față de frecvența sa redusă în sedimentele actuale, cînd este analizat rolul factorilor de mediu în cristalizarea dolomitului și, în ultimul timp, cînd se încearcă o comparație între modelele petrogenetice pentru sedimentele holocene cu cele atribuite vechilor secvențe dolomitice.

Cercetări recente privind ocurențele de dolomit și dolomite și mediiile naturale au pus în evidență o mare diversitate de moduri în care acest mineral (și aceste roci) se pot forma:

- cel mai frecvent în sau/și pe scama sedimentelor peritidale acumulate în ape saline și hipersaline cu adîncime mică (G. Persic, Ins. Bonaire, Pen. Florida) și

- în ape de mare adîncă, deasupra limitei de compensație a carbonaților sau în domeniul continental, în aluviuni fluviale și deltaice sau în lacurile și lagunele din spatele dunelor de nisip (Solar Lake-Israel, Coorong Lagoon-Australia, coasta Mării Roșii).

Nici una din aceste situații, însă, luate izolat nu trebuie să devină un model extrapolat pentru toate dolomitele terestre.

Mecanismele invocate au fost elaborate după studii experimentale privind stabilitatea dolomitului în soluții naturale și după cercetări privind asociațiile naturale (actuale, și vechi) în care acest mineral se concentrează în edificii petrografice. În toate situațiile, factorii care controlează petroge-

neza dolomitelor primare și secundare sînt de ordin chimic, termodinamic, petrografie, hidrologic, paleoclimatic și paleogeografic.

Difficultățile de interpretare a unor secvențe dolomitice sînt mult sporite de suprapunerea într-un același cadru geologic a diferite evenimente petrogenetice.

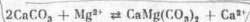
FORMAREA DOLOMITELOR PRIMARE PRIN NUCLEERE SPONTANĂ

Din punct de vedere termodinamic dolomitul este o fază stabilă în mările actuale și, de aceea, se consideră viabilă ideea separării sale pe cale chimică, în spațiu situat deasupra interfeței sediment-apă. Produsul de solubilitate a dolomitului la 25°C

$$[\text{Ca}^{2+}][\text{Mg}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}] \approx 10^{-17}$$

descrește cu temperatura și crește cu p_{CO_2} .

Reacția care poate conduce la precipitarea dolomitului are forma:



și are constanta de echilibru:

$$K_{\text{calcit-dolomit}} = \frac{(\text{Ca}^{2+})}{(\text{Mg}^{2+})} = \frac{K_{\text{cal}}}{K_{\text{dol}}} = 10^{0.32},$$

ceea ce înseamnă că din soluțiile saturate atât cu calcit cît și cu dolomit concentrația molară la 25°C pentru Ca^{2+} este de două ori mai mare decît Mg^{2+} și, de aceea, din soluții cu (fig. 4.54)

$$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}} > 2 \text{ precipită calcit; iar cînd } \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}} < 2 \text{ precipită dolomit.}$$

Faptul că în apa mării raportul molar $m_{\text{Ca}} : m_{\text{Mg}} = 0,19$, iar $K_{\text{dol}} \approx 10^{-15}$ indică gradul de suprasaturare în dolomit a acestuia, ceea ce ar trebui să conducă în mod frecvent la precipitarea dolomitului în loc de calcit. Cu toate acestea, germinarea (nucleerea) dolomitului în mările actuale are loc foarte lent (viteza de reacție este foarte mică) și este inhibată de:

- sedimentarea terigenă (de aceea procesul poate fi declanșat în unele mări adînci în care sedimentarea suspensiilor lipsește);
- hidratarea puternică a ionilor de Mg^{2+} care, astfel, nu mai pot fi adiaționați la rețeaua dolomitului;
- concentrația ridicată a ionului SO_4^{2-} (la valori mai mari de 5–7% nucleerea și creșterea dolomitului este oprită).

Această din urmă observație — argumentată recent de Karstner (1984) — aduce o lumină nouă asupra naturii factorilor chimici care ar determina separarea dolomitului din soluție. Astfel, poate fi mai bine înțeles de ce lipsește dolomitul din multe sedimente actuale acumulate în ape cu salinitate crescută, deci cu $\text{SO}_4^{2-} > 5\%$. Pînă la această remarcă, foarte controversată opinie¹ privind cauzele frecvenței mari a dolomitelor în Precambrian și Paleo-

¹ Bazîndu-se pe faptul că sintetizarea dolomitului a fost realizată numai la presiuni ale dioxidului de carbon superioare celor normale înflînțe astăzi în natură, Strahov presupune că în trecutul geologic atmosfera era mai bogată în CO_2 , presiunea acestuia era mai mare și deci era îndeplinită această condiție a formării sale. Această situație s-ar fi schimbat în timpul Carboniferului, cînd cea mai mare parte din CO_2 s-a fixat în marile depozite de cărbuni; formarea primară a dolomitelor ar fi încetat, practic, în aceste momente.

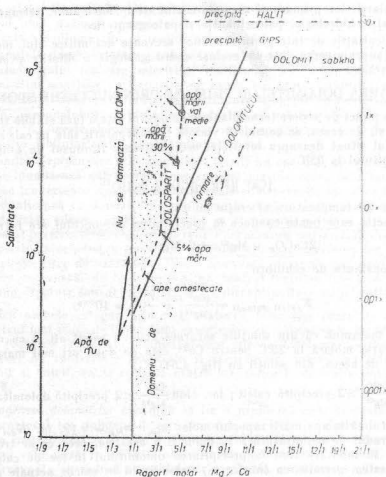


Fig. 4.54. Condițiile fizico-chimice de precipitare a dolomitului [25].

zoic¹ își poate găsi o nouă explicație: M. Karstner consideră că mările din trecut au fost mai sărace în SO_4^{2-} (concentrația absolută a Mg^{2+} neinfluențând fundamental germinarea dolomitului) decât mările mezozoice și cainozoice.

FORMAREA DOLOMITELOR SECUNDARE

Procesul cel mai răspândit de formare a rocilor dolomitice îl constituie matasomatoza sedimentelor și rocilor carbonatice cu dolomit, prin intermediul soluțiilor interstițiale care transportă Mg^{2+} . În astfel de soluții, Mg^{2+} își are originea în apele salină și hipersaline din mediile de acumulare a mlurilor carbonatice sau în soluțiile interstițiale din masa acestor sedimente; o parte din el poate proveni prin dizolvarea calcitului magnezian sau a bioclastelor cu conținut mai ridicat în Mg.

Procesul, denumit astfel dolomitizare, se manifestă fie penecontemporan cu acumularea sedimentelor carbonatice și caracterizează etapa de sindiagenază a acestora, (procesul se consideră „timpuriu”), fie după litificare, cind

afectează masele de roci calcaroase în timpul emergenței lor și corespunde epigenezei (telogenezei) (procesul se consideră „tirziu”).

Dolomitizarea carbonaților se manifestă prin solubilizarea calcitului și precipitarea simultană a dolomitului; pentru desfășurarea unui asemenea fenomen concentrația Mg^{2+} în soluție trebuie să fie suficient de ridicată (de regulă, raportul $Mg^{2+}/Ca^{2+} \approx 5$ cu 200–1 000 ppm Mg^{2+}), iar volumul fluidelor care circulă prin sedimente sau roci trebuie să fie mare. Procesul este strict controlat de natura și structura paleosomului, de prezența substanței organice, de parametrii fizici ai mediului (temperatură, p_{CO_2} , etc.).

Din observațiile de teren și datele experimentale a rezultat că aragonitul și H—Mg—calcitul sînt mai puternic (ușor) dolomitizate decît calcitul pur și slab magnezian. Observația își poate găsi o materializare în lipsa dolomitizării scheletelor de natură calcitică ale organismelor (foraminifere, echinoderme cretacice). Selectivitatea fenomenului este impusă de trăsăturile texturale-structurale ale paleosomului. Astfel, micritele și calcilitutele sînt mai ușor și mai omogen transformate decît calcarele alochemice și calci-rudite. În acest context, un rol esențial îl are porozitatea sedimentului inițial, care asigură și controlează dinamica soluțiilor interstițiale purtătoare de Mg. Astfel, o masă preexistentă de calcar cu porozitate între 10 și 32% va conduce la un dolomit cu 40% porozitate. Presupunind o permeabilitate medie a paleosomului de 10^{-5} cm/s (la 40–60% porozitate) și un gradient hidraulic de $2 \cdot 10^{-4}$ (care poate corespunde unei îngropări de 10 m), Choquette și Stainen (1980) au estimat formarea unei unități volumetrice de dolomit în $2,4 \cdot 10^6$ ani; evident, cu creșterea gradientului hidraulic și a porozității durata procesului poate să scadă la sute și zeci de mii de ani; procesele pot fi, de asemenea, accelerate de creșterea temperaturii soluțiilor respective. După Mattes (1980), cantitatea de Mg^{2+} necesară pentru a converti 1 cm³ de calcit compact în dolomit este de $5,76 \cdot 10^{-3}$ moli; aceeași cantitate însă ar putea dolomitiza 33 cm³ de mil dacă porozitatea acestuia atinge 70%.

În procesele de dolomitizare substanța organică îndeplinește roluri diferite. Astfel, proteinele solubile și acidul aspartic inhibă nucleerea dolomitului care poate începe numai după oxidarea lor (cum se întîmplă în arile supratidale), iar hidroliza ureei și procesele de fotosinteză pot ridica alcalinitatea mediului și, astfel, stimula dolomitizarea. Recent a fost subliniat și rolul unor alge și bacterii care inhibă hidroliza ionilor de Mg în apele sărate sau favorizează descompunerea compușilor de Mg (Gebelein, Hoffman 1973, Mansfeld, 1979). Bacteriile reducătoare de sulfaji joacă, de asemenea, un rol important în producerea de CO_3^{2-} și în consumul de Ca (care intră în anhidrit) accelerînd, astfel, dolomitizarea timpuriu a sedimentelor de apă puțin adîncă.

Dolomitizarea timpurie. Mecanismele imaginat pentru explicarea dolomitizării timpurii a milurilor carbonatice au la bază fapte de observație culese din cîteva zone clasice de studiu a dolomitelor actuale (Coorong Lagoon, G. Persic, M. Caraibilor etc.) și se diferențiază între ele prin rolul acordat dinamicii și chimismului apelor implicate în aceste procese. În cele trei modele petrogenetice elaborate, accentul este pus pe (fig. 4.55):

- infiltrația la flux și drenajul la reflux;
- ascensiunea fluidelor prin evaporație;
- amestecul și difuzia apelor dulci cu cele sărate.

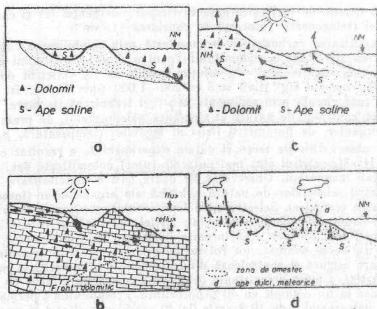


Fig. 4.55. Modele petrogenetice exprimând principalele căi de formare a dolomitelor: a — primar, prin nucleere spontană; b — secundar, prin „reflux evaporitic” („seepage”); c — secundar, prin ascensiune capilară („Subkha”); d — secundar, prin amestecul apelor.

● Modelul infiltrație la flux și drenaj la reflux sau seepage-refluxion (Adams, Rhodes, 1960; Deffeyes, 1965). Apele saline care inundă plajele în momentele de flux se infiltrează descendent în masa sedimentelor carbonatice supratidale pe care, în condițiile sauprasaturării lor în Mg, le poate converti în dolomite; suprasaturarea este accelerată de evaporație, iar depasarea frontului dolomitic dinspre continent spre mare este controlată de drenajul soluțiilor devenite hipersaline spre și sub nivelul de reflux al mării. Dolomitizarea creează în felul acesta un nivel „secundar” cu minerale de neoformație sub masa unor eventuale dolomite primare sau calcare depozitionale neafectate de aceste transformări (ex. în Ins. Bonaire și San Andreas din M. Caraibilor).

● Modelul ascensiunea fluidelor prin evaporație („evaporative pumping”) (Ilsu și Siegenthaler, 1969). În ariile peritidale și supratidale cantonate în zone calde și uscate (tip „sabhka de coastă”) evaporația intensă antrenează ascendent soluțiile interstițiale din masa sedimentelor carbonatice poroase care, depunind în nivele inferioare aragonitul și gipsul, se supraconcentrează în Mg^{2+} și îndeplinesc cerința pentru declanșarea substituției calcitului cu dolomit în imediata vecinătate a atmosferei. Așa se explică formarea unor cruste de dolomit secundar de pină la 1 m grosime în Bahama, Pen. Florida, Coorong Australia sau în G. Persic (unde dolomitul se asociază cu gips). Dezvoltarea pe scară largă a unor astfel de procese ar fi putut avea loc în corelație cu momente de regresie marină și se regăsesc în diferite regiuni de pe glob la nivelul Paleozoicului.

● *Modelul interacțiunea apelor meteorice cu ape marine sau „freshwater-seawater mixing”* (Folk și Land, 1975 ; Badio Zamani, 1973). Pentru a se explica dolomitizarea timpurie a sedimentelor intertidale și subtidale și formarea dolomitelor în regiuni în care au fost reconstituite astfel de situații geologice, s-a apelat la un nou model petrogenetic : formarea dolomitelor secundare în zone de difuzie și interacțiune (amestec) a apelor meteorice, dulci, cu ape marine, sărate. În astfel de zone s-a constatat că dolomitizarea este precedată de depunerea aragonitului și calcitului magnezian, ceea ce duce, în cazul unor soluții mai diluate și sărăcite în SO_4^{2-} , la ridicarea raportului $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$. Calculele efectuate de Folk și Land (1975) pentru a explica situația din ins. Andros (Bahama) au arătat că amestecul apelor freatice dulci, provenite din precipitații, cu 30% apă de mare, ar putea provoca o supra-saturare în dolomit (și, respectiv, o subsaturare în calcit). În aceste condiții, dimensiunea și forma corpurilor de dolomit vor fi controlate de dimensiunile și sensul de deplasare a pinzelor freatice și legăturilor ei cu apa intertidală sărată. În dolomitele formate pe aceste calcare, raportul $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ și conținuturile de Na și $\delta^{18}\text{O}$ au valori foarte apropiate de cele ale depozitelor precipitate din ape dulci sau cu salinitate scăzută. Studii recente susțin în astfel de model pentru a explica formarea dolomitelor vechi din Nevada (Formațiunea Hanson Creek Ordovician-Silurian) și din Baz. Illinois (Formațiunea St. Genevieve, Carbonifer).

Dolomitizarea tirzie (Formarea dolomitelor epigenetice). Epigeneza unor roci calcareoase, de regulă recifale, este, de asemenea, considerată că poate conduce la formare de dolomite. Mulți autori nu acceptă decât o asemenea origine „metasomatică”. Ei neagă procesele primare de formare a dolomitelor și văd în creșterea frecvenței lor o dată cu vechimea depozitelor un argument pentru acceptarea caracterului epigenetic al transformărilor. În același sens este interpretată și compoziția izotopică a carbonului din dolomite. Ca și în cazul calcarelor, se pare că procesele desfășurate în zona superficială de oxidare determină o îmbogățire în ^{13}C , în timp ce în procesele desfășurate sub această zonă se acumulează ^{13}C ; faptul că în dolomite au fost constatate valori $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ mai scăzute decât valoarea medie pentru calcare (88,1—88,7 față de 89,3) întărește ideea dolomitizării epigenetice. Substituția epigenetică conduce la creșterea porozității rocilor și prin aceasta constituie o premisă geologică favorabilă devenirii de colector pentru hidrocarburi (fig. 4.56).

Participarea organismelor la alcătuirea rocilor dolomitice a fost sugerată de faptul că unele resturi organogene recente conțin până la 25% MgCO_3 . Din păcate nu se știe dacă magneziul din constituția lor a apărut înainte sau după moartea organismului; în timp ce se cunosc nenumărate schelete calcitice, nu se cunosc cu siguranță schelete alcătuite primar din dolomit. Numeroase observații arată că se produce o îmbogățire în magneziu a scheletelor după moartea organismelor; studiul formațiunilor recifale actuale pledează în același sens. Un sondaj efectuat în reciful de la Funafuti a arătat că în partea bazală, el este dolomitizat; aceasta ar fi însă rezultatul unei afundări progresive, deoarece în alte puncte procesul de dolomitizare se dovedește a

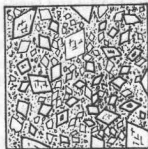


Fig. 4.56. Dolosparit; imagine microscopică.

se produce numai la adâncimi reduse. Producerea dolomitizării este însă departe de a se încadra într-o regularitate oarecare; în alolul de la Eniwetok, ea a fost constatată la nivelul depozitelor eocene, dar nu și la nivelul celor miocene. În Bikini, pe de altă parte, dolomitizarea lipsește complet.

Recent, unii cercetători au adus în discuție posibilitatea formării dolomitelor prin intervenția bacteriilor; se pare că au fost observate asemenea organisme care, la o adâncime potrivită pentru a fi în condițiile unei presiuni ridicate a dioxidului de carbon, determină precipitarea dolomitului.

Dincolo de certitudinile realizate în cercetarea dolomitelor și a confirmării diversității lor petrografice și, implicit, petrogenetice, prin studii rafinate de izotopi, microelemente, incluziuni solide și gazoase, zonalitate, microscopie electronică, stoichiometrie etc., se profilează, ca o incertitudine, întrebarea: pînă unde, în trecut, pot fi acceptate și utilizate într-un model viabil datele de observație privind trăsăturile actuale ale edificiilor petrografice dolomitice? Se poate oare vorbi — și în cazul dolomitelor — de o stabilitate termodinamică care să conserve, peste milioane de ani, faptele trecute și să ne permită, astăzi, o spectaculoasă întoarcere în timp?

c. Sisteme depoziționale carbonatice

Asociațiile faciale definite de Wilson (1975) reflectînd, de altfel, și condițiile de genază a vechilor depozite carbonatice, exprimă sintetic principalele domenii de sedimentare carbonatică actuală și produsele care rezultă. Ele se succed din ariile continentale spre largul bazinelor oceanice sub forma unor zone concentrice, de regulă paralele cu linia de coastă și liniile care marchează variațiile bruște de adâncime în cadrul bazinului.

Sisteme continentale. Sedimentarea carbonatică în ariile continentale are loc în lacuri și în variate condiții subaerice.

Depozitele carbonatice *lacustre*, prin natura lor sînt determinate de salinitatea apei, temperatură, adâncime, poziție geografică, populație biotică etc. Succesiunea faciesurilor imită, la o scară mai mică, succesiunea faciesurilor marine. Procesele care controlează acumularea sedimentelor sînt de natură chimică, biotică și mecanică și conduc la formarea de ooid, mlîuri carbonatice, stromatolite cu lăminajie paralelă și ritmică, oncoid și risipuri scheletale cu *Chara*, bivalve, gastropode și ostracode. Din punct de vedere mineralogic în lacurile dulci precipită calcit slab magnezian, iar în cele sărate aragonit și/sau H-Mg-calcit .

Sedimente carbonatice lacustre se formează azi în Great Salt Lake (S.U.A.), Lacul Constanța (Elveția), lacurile litorale mediteraneene și australiene din vecinătatea unor masive calcaroase etc., iar în trecut au fost recunoscute prin trăsături petrografice și structurale în Green River Formation (Utah, S.U.A.) și Ridge Basin (California).

În mediul subaerian, CaCO_3 se depune sub formă de sintere (travertin), caliche (calcret) sau *speleotheme* (stalactite, stalagmite, helictite) în goluri carstice.

Sinterele și crustele caliche sînt frecvente în zonele aride sau temperate, cu precipitații rare și se individualizează la suprafața unor cruste, resturi vegetale sau la suprafața sedimentelor poroase din luncele unor rîuri, din coluviile zonelor deșertice, de pe malurile unor lacuri și în soluri (orizontul B) sub forma de aglomerări de calcit, noduli — pisolite vadoase — cu structură

caracteristică, a canalelor colmatate cu sparit echigranular. În sedimentele de plajă subaerene se individualizează un element calcitic de tip mozaic, formînd așa-numitele „roci de plajă” (beach rock). Depozitele continentale subaerene sînt, de regulă, contaminate cu oxizi și hidroxizi de fier, care le imprimă o colorație roșie; uneori conțin elaste angulare de natură mineralogică diversă.

Sistemul (faciesul) lagunar-evaporitic. Situat într-un domeniu de tranziție, între cel continental și cel marin, sistemul lagunar, cu ape hipersaline, este întotdeauna circumscris unui climat specific cald și arid. În spatele unor bariere reefale sau bancuri de nisip care-l despart de domeniul marin. Apele liniștite și puțin adînci permit acumularea milurilor carbonatice în care, uneori, se acumulează stromatolite, peloide și lumpuri mieritice, eventual cu faună stenohalină și structuri de bioturbație. Carbonații sînt aragonit și/sau Mg-calcit și se asociază cu dolomit și minerale evaporitice.

În prezent, astfel de sedimente se acumulează în lagunele din sudul S.U.A. (Florida Bay), Oceanul Atlantic (Bahama Bank), Oceanul Indian (G. Persic și Shark Bay-Australia) etc., iar în depozitele vechi se prezintă sub forma unor mudstone-uri și wackestone-uri cu dolomit și gips, în Devonianul din Canada și din Europa.

Sistemul marin cu ape puțin adînci. Sedimentarea carbonatică în ape marine de mică adîncime poartă amprenta existenței mareelor și a instalării, în zonele de șelf, a barierelor reefale care subdivid spațiul de acumulare a carbonaților în zone cu trăsături sedimentologice distincte:

Subsistemul litoral (faciesul peritidal). Procesul de sedimentare în zonele litorale supratidale este controlat de evoluția subaeriană a depozitelor acumulate, iar în zonele intertidale de mișcarea periodică regulată a apelor. Relieful generat ca o expresie directă a geometriei corpurilor de sedimente corespunde unor vaste cîmpii litorale (tidale) și unor bariere sau bancuri de nisip. Cîmpiile tidale sînt dominate de stromatolite laminare și columnare și paturi algeale, afectate de bioturbații, cruste sedimentare, crăpături de contracție și în zonele aride de dolomitizări penecontemporane, sulfatizări și sărături. Barierele de nisip formate sub o adîncime a apei de pînă la 10 m sînt alcătuite din alocheme — ooide și bioclaste (de gastropode, bivalve, ostracode, foraminifere).

În zonele supratidale, fosilele sînt rare, calcitul este magnezian, intraclastele formate prin contracție sînt frecvente și se asociază cu calceret-uri și pisotef vadoase.

În zonele intertidale predomină stromatolitele spongistromate, cu structuri fenestrale, intercalațiile de peloide și oncoide și structurile de bioturbație de tip canaliform („bur rows”); canale tidale întrerup frecvent faciesurile carbonatice și permit acumularea unor lentile de nisip alochemic.

În asociație cu sedimentele perilitorale și, în special, cu plajele emerse supratidale apar episodic depozite de furtună sau tempestite carbonatice formate din sedimente neprelucrate, aduse din larg de la adîncimi mai mari (25 m) și depuse brusc peste o suprafață de eroziune, pe sedimentele subiacente (cu care nu concordă litologic); structurile lor nu prezintă orientări preferențiale, iar particulele constituente sînt bioclaste din diferite medii ecologice, plasticlaste, material terigen etc.

Toate coastele actuale cu maree înalte din vecinătatea tropicelor sînt favorabile acumulării unor astfel de sedimente. Secvențe carbonatice vechi cu wackestone și grainstone (oosparite, biosparite) sau cele cu stromatolite sînt interpretabile ca vechi sectoare intertidale și, respectiv, supratidale.

Subsistemul neritic (faciesul de șelf deschis și recifal). Sedimentarea pe șelfuri deschise cu adîncimi de 10–20 m este controlată de ape oxigenate cu saînităte normală și un regim hidrodinamic care, de regulă, conferă bazinului o energie ridicată. În aceste condiții sînt stimulate atît procesele chimice, cît și cele biotice.

Sedimentele alochemice sînt frecvente: se formează oolide normale care generează structuri cu laminație oblică; sedimentele organogene conțin bioclaste mari (moluște, foraminifere) și alge coralinacee și dasycladacee; bioc construcțiile mici și izolate, circulare tip *patch reef* sînt rare; tranzițiile de la sedimentele carbonatice la cele siliciclastice sînt frecvente.

O formă de acumulare specifică acestor șelfuri o constituie bancurile mlloase micritice sau *mud mounds* (fig. 4.58), cu geometrie lenticulară, dezvoltate pe sute de metri și cîfilate lateral în calcare stratificate. Se caracterizează prin abundența micritului, dispersia mare a bioclastelor (criinoide, brizoare, alge) și structurile fenestrale, tip stromatactis. Geneza lor este încă subiect de controversă: reprezintă depozite ale concentrării mecanice a mlului sau ale acreeției și încrustației prin alge sau brizoare?

Sedimente cu o asemenea configurație se formează azi pe șelful Sukatan din Golful Mexic și în sectoarele deschise, de mică adîncime, din dreptul Floridei, Cubei, Arh. Bahama sau Coasta Abu Dhabi. În depozitele vechi, astfel de sedimente îmbracă forma de grainstone (sau de calcarenite), de wackestone și biomicrite, bogate în brachiopode și echinoderme. Se asociază cratonilor stabili (în Carboniferul din America de Nord) și Cielului Yordale din Europa de NV (Marea Britanic) sau formează faciesuri recifale (în plat-formele din Alpi și Carpați).

Complexele recifale reprezintă „ambianțe” sedimentare cantonate, de regulă, pe marginile zonelor de șelf, în ape cu adîncime mică, agitate spre larg și calme între flancul intern al recifului și continent. Pe ele se acumulează concomitent sedimente de natură organogenă, chimică și mecanică; de aceea,

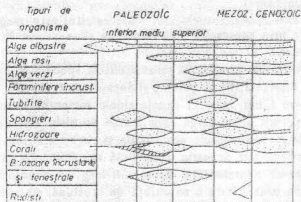


Fig. 4.57. Răspîndirea stratigrafică a principalelor grupe de organisme biocstructoare (reconstituire după distribuția temporală a calcarelor recifale [25]).

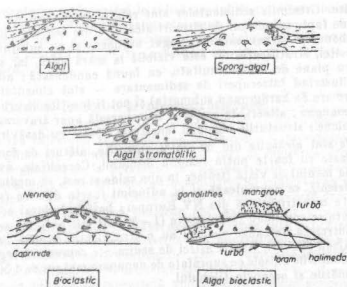


Fig. 4.58. Geometria acumulărilor carbonatice de tip „mud mounds” [25].

apar ca faciesuri îndințate. Diversele tipuri ecologice se întâlnesc în Marea Caraibilor, Golful Persic, în Oceanul Indian și în Oceanul Pacific și constituie bioconstrucții rigide, asociate cu sedimente detritice și cimentate biocimic și chimic. În ansamblu, o astfel de arie de sedimentare se identifică cu o *platformă carbonatică* care conține: flancul extern spre bazin, platforma (armătura) recifală, flancul intern (back reef) și laguna. Calcarele recifale din trecut reprezintă din punct de vedere petrografic *biolithite* sau *boundstone* din categoria *framesstone* și *bindstone* (în terminologia lui Dunham). În Paleozoic sînt abundente biolithitele generate de stromatopore (Or-Dev.), de corali rușoși (Sil.-Carb.), de alge filamentoase (Carb.-Perm.), de spongieri și corali scleractinici (Tr.-Jur.) sau de rudiști (Cret.) (fig. 4.57).

În țara noastră calcarele recifale sînt bine dezvoltate în Dobrogea centrală și în platformele carbonatice din Hășmaș, de la Vama-Strunga, din M. Mehedinți, M. Bihor.

Sistemul marin cu ape adînci (faciesul de talveg și cîmpie abisală). În apele adînci, sedimentarea carbonatică este controlată de CCD și energia de bazin scăzută, iar uneori de aportul de carbonați din zonele de șelf sau extremitatea superioară a taluzului. Din punct de vedere mecanic ea se constituie într-o acumulare din suspensii (cazul pelagitelor) sau curgere în masă (cazul turbiditelor carbonatice).

Sedimentarea pelagică conduce la formarea de mluri, crete, marne și atunci cînd toate aceste depozite sînt controlate ciclice, de factori recurenți se formează periodite carbonatice.

Mlurile carbonatice cu pteropode, *coccolite* și foraminifere pot conține aragonit micritic sau acicular pînă la adîncimi de 3500 m și calcit pînă la 4500 m. Contaminarea lor cu fracțiune argilooasă duce la formarea sedimentelor marnoase, iar cu fracțiune vulcanoclastică, la depozite de tranziție spre

hialoclastite. Grosimile sedimentelor sînt relativ mici (zeci de metri) și reprezintă, de fapt, succesiuni de ritmuri alcătuite din secvențe litologice mai bogat carbonatice (albe), sau mai bogat argiloase și cu substanță organică (negre). Astfel, stratificația lor este vizibilă la scară mică, iar suprafața lor coincide cu plane de discontinuitate, cu faună condensată; adesea, aceste plane — ilustrînd întreruperi de sedimentare — sînt cimentate intrabazinal (cu formare de hardground submarin) și pot fi însoțite de cruste și noduli de fier și mangan; altele, în secțiune transversală apar traversate de dyk-uri neptuniene; structurile algele și fenestrile lipsesc cu desăvîrșire.

Cretele sînt alcătuite din 30—90% coccolite, alături de foraminifere și microbioclaste cu foarte puțin reziduu insolubil. Coccolitele, avînd o largă toleranță la mediul de viață (trăiesc în ape calde și reci, în mediu marin normal și dulcicol), se acumulează și la adîncimi foarte diferite (șelf subtidal pentru creta maastrichtiană din NV Europei; batial și abisal adesea). Rata de acumulare se consideră foarte mare (1—30 m/l mil ani), iar sedimentarea lor este controlată de cauze ciclice; au o stratificație ritmică în alternanță cu argile și/sau siluxuri. Astăzi astfel de sedimente reprezintă regula în cîmpiile și piemonturile abisale cu suprafața de depunere mai sus de 4 500—5 000 m din toate mările și oceanele Globului.

Perioditele alcătuite dintr-o alternanță de calcare și marne, în orizonturi cu grosime relativ egală, exprimă caracterul ciclic al factorilor care au contribuit la formarea lor:

- fluctuațiile periodice ale adîncimii limitei de compensație a carbonaților, ca o consecință a circulației curenților de apă și a modificărilor gradientilor de temperatură (ciclu de dizolvare în special a nanoplactonului carbonatic) în alternanță cu:

- fluctuații ale producției de carbonați prin intermediul activității biogene (ciclu de productivitate);

- creșterea periodică a aportului de silicați detritici (ciclu de diluție).

S-au putut forma astfel ritmuri succesive alcătuite din două tipuri de secvențe: una predominant carbonatică (miluri carbonatice sau calcare micritice) și alta predominant argilooasă (miluri argilo-carbonatice sau marne). Un corespondent al unor astfel de periodite există în flisul eocen din Carpații Orientali și în calcarele triasice din regiunea Somalia, Dobrogea de Nord (Baltreș, 1983, Grădinaru, 1985).

Calcare pelagice vechi, îmbrăcînd forma cretelor, mai puțin cimentate și foarte poroase, adesea cu accidente silicioase, se întîlnesc aproape în tot Cretacicul din Europa, iar calcare micritice roșii, negre, albe sau de mudstone și wackestone apar în Devonianul și Carboniferul din Europa hercinică sau în Triasicul din Dobrogea și în „Ammonitico Rosso” din Alpi.

Sedimentele alohtone, acumulate gravitațional la baza taluzului continental, prin transport în masă, aparțin după sursa care le-au alimentat la două categorii genetice:

- 1) calcare detritice alodapice bogate în extraclaste, provenite din distrugerea platformelor carbonatice și a recifilor amplasați pe șelful extern;

- 2) turbidite carbonatice cu caracter proximal sau distal, provenite prin curgere gravitațională sau curgere mîloasă a sedimentelor din extremitatea superioară a taluzului continental (arenite, debrite). Bogate în carbonați și sărace în material terigen și argilă, aceste depozite vor păstra doar cîteva din trăsăturile turbiditelor siliciclastice: sînt slab și moderat sortate, au secvențe ciclice, prezintă urme de curent (mecanoglife de eroziune), iar fosilele

sînt rare. Cimentarea carbonatică le ridică gradul de rigiditate, iar structurile convolute și tasările diferențiale sînt mai rare.

În depozite vechi au fost descrise în Paleozoicul inf. din Apalachi, în Devonianul din vestul Europei, în Cretacicul din Alpi și în Triasicul din Dobrogea de Nord.

4.3.6. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Dezvoltarea calcarelor și dolomitelor în timp și spațiu exprimă diversitatea condițiilor de sedimentare a acestor roci și migrarea progresivă a factorilor petrogenetici de la o regiune la alta, de regulă, în acord cu cadrul tectonic general care a permis sau nu acumularea și conservarea unor stive groase de depozite. Cu toate că vîrsta absolută a celor mai vechi depozite sedimentare carbonatice indică 2,5 miliarde ani, expansiunea și diversificarea diferitelor faciesuri a coîncis cu Phanerozoicul, despre care există și cele mai multe informații sedimentologice. Astfel, din punctul de vedere al cadrului tectonic, se apreciază că rocile carbonatice sînt circumscrise la două tipuri de bazine: puternic subsidente și moderat sau slab subsidente.

1. Bazinele subsidente reprezintă ambianțe favorabile acumulării unor stive groase de calcare, cu variații însemnate de facies și succesiuni litologice ciclice sau disciclice. Ele sînt localizate: (a) la marginea unor blocuri cratonice (de tip miogeosinclinal), care suportă acumulări de centuri carbonatice pe șelf extern (cazul calcarelor cretacice din zona centrală a Mexicului sau al dolomitelor din Tirol), bioconstrucții izolate (tip „pinacle reef” — ca cele silurieni din Bazinul Michigan, S.U.A. sau devoniene din Bazinul Dinant, Belgia) sau rampe și platforme carbonatice (în Permianul din Bazinul Delaware, S.U.A.); (b) în lungul unor sisteme de fracturi liniare care delimitează fose (geosinclinale), atît în afara unor manifestări vulcanice, cît și în vecinătatea lor (calcarele petrolifere devoniene din Alberta, Canada și fosa Rinului din R. F. Germania).

Cu toate dificultățile pe care le implică corelarea vechilor cadre tectonice de sedimentare carbonatică cu cele actuale se acceptă că un statut identic cu bazinele marginale subsidente au Platforma Bahama, zona Marelui recif barieră din vestul Australiei și șelful Floridei (S.U.A.); de asemenea, unii atoli din Oceanul Pacific însoțesc, în prezent, aliniamente dominate de un vulcanism submarin.

2. Bazinele moderat și slab subsidente pot acumula depozite carbonatice cu grosimi mai mici, dar în același timp susțin spațial o mare varietate facială. Ele coincid unor cratoni stabili sau cu sectoare intrabazinale ridicate, amplasate departe de fracturi crustale active. Formațiunile carbonatice îmbracă forma biolititelor (a recifilor scheletici rip „framestone” în Silurianul din Gothland), a calcarenitelor de flanc (în Carboniferul de la Sacramento, S.U.A.) sau a acumulărilor micritice de tip „mud mounds” (în Ordovicianul din SV S.U.A.).

Dintre arile de sedimentare actuală cu astfel de caracteristici tectonice, Golful Persic și Bazinul nicaraguan reprezintă două exemple clasice.

Dificultățile de paralelizare a depozitelor vechi cu sedimentele holocene rezidă și din aceea că oscilațiile de nivel din ultimul milion de ani au afectat considerabil capacitatea de conservare a unor serii complete de sedimente carbonatice. Astfel, se consideră că numai glaciațiunea Wisconsin-Würm (cu 15 000 — 18 000 ani în urmă) a contribuit la coborîrea nivelului mării cu peste 100 m, ceea ce a dus nu numai la un hiatus în sedimentare, dar și la exon-

darea șelfurilor oceanice, urmată de eroziunea parțială sau totală a depozitelor acumulate. Din această cauză, diversitatea faciesurilor carbonatice actuale este mai limitată decât în trecut, iar în consecință corelarea lor este mai dificilă.

O altă raportare tectonică poate reține că „plăcile crustale” cu mișcări divergente conservă mai bine mediul natural de sedimentare decât cele cu mișcări convergente pe care se păstrează, parțial, produsele carbonatice. Astfel, bazinele de rift sînt mai compatibile cu sedimentarea carbonatică pură, decât cele de subducție în care contaminarea cu material terigen este mai pronunțată; de asemenea, în evoluția procesului de sedimentare bazinele din lungul unor fracturi transformante de transtensiune sau transpresiune s-au dovedit gazde favorabile pentru calcare (Bazinul permian din Texas; sectorul Pecineaga-Camena din Dobrogea Centrală, Grădinaru, 1985).

Relația temporală dintre calcare și dolomite a mai fost subliniată, evidențiindu-se schimbarea raportului dintre frecvența acestor roci în Precambrianul superior și Paleozoic — favorabil dolomitelor — și frecvența lor în Mezozoic (Triasic mediu, Jurasic inf., Jurasic superior — Cretacic inferior) și Cainozoic (Eocen. Miocen sup.), favorabil calcarelor.

O astfel de evoluție trebuie să aibă cauze complexe și azi nu poate fi pusă, așa cum accepta Strahov, pe seama schimbării unui singur factor (diluția cantității de CO_2 în atmosferă).

4.4. EVAPORITE (HALITE)

Dintre produsele sedimentare a căror origine poate fi univocă fac parte și evaporitele, asociații minerale formate în exclusivitate pe cale chimică și separate din soluții hipersaline a căror concentrație a crescut progresiv, paralel cu pierderea apei prin evaporare. În același timp ele sînt faze minerale foarte solubile. De aceea, formarea și conservarea lor în terenurile sedimentare se realizează greu, iar ocurența lor este rară. Condiții de precipitare a acestor minerale sînt indeplinite în medii situate în zone aride, cu precipitații foarte scăzute sau aport redus de ape dulci: lagune, golfuri, zone sabkha sau lacuri desertice, în care se asociază frecvent fie cu calcare și dolomite, fie cu argile. Din aceste motive prezența lor în vechile coloane litologice capătă o semnificație paleogeografică și paleoclimatică cu un înalt grad de certitudine.

Importanța studiului evaporitelor nu rezidă însă numai din aceste aspecte. Prin ele însăși, evaporitele (halitele) reprezintă singurele surse economice de sare gemă, sulfați și săruri delicvescente și constituie, adesea, depozite potențiale pentru unele pămînturi rare, potasiu, halogenuri; nu de puține ori halitele se asociază cu sulfuri metalice de Pb, Zn și au un rol important în ecranarea acumulărilor de hidrocarburi lichide sau gazoase.

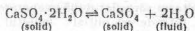
4.4.1. Mineralogie și chimism

În constituția depozitelor sedimentare evaporitice intră circa 70 minerale aparținînd sulfaților, halogenurilor și booraților, specii care definesc condițiile lor de formare, și multe altele, care le însoțesc ca minerale accesorii: silicați, oxizi, sulfuri. Din numărul acesta, puține se regăsesc constant în asociațiile care se formează azi în diverse medii de sedimentare (tabelul 4.18).

Tabelul 4.18. Principalele minerale ale evaporitelor

Cloruri	Sulfuri
NaCl — sare gemă (n)	CaSO ₄ — anhidrit (a)
KCl — silvină (Sy)	CaSO ₄ · 2 H ₂ O — gips (g)
MgCl ₂ · KCl · 6H ₂ O — carnallit (C)	MgSO ₄ · H ₂ O — kieserit (ks)
MgCl ₂ · 6H ₂ O — bischofit (bl)	3 Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ — vanthoffit (Vh)
	MgSO ₄ · 7 H ₂ O — epsomit (reichardt) (e)
Cloruri + sulfuri	MgSO ₄ · K ₂ SO ₄ · 4H ₂ O — leonit (le)
KCl · MgSO ₄ · 3 H ₂ O — kainit (k)	Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 4 H ₂ O — astrakanit
Carbonați	Na ₂ SO ₄ · CaSO ₄ — glauberit (bg)
CaCO ₃ — calcit	2 CaSO ₄ · MgSO ₄ · K ₂ SO ₄ · 2 H ₂ O — polihalit (p)
MgCa(CO ₃) ₂ — dolomit	K ₂ SO ₄ · 2 MgSO ₄ — langbeinit (lg)
Na ₂ CO ₃ · 2 CaCO ₃ — shortit	2 Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 6 H ₂ O — picromerit (sh)
Na ₂ H(CO ₃) ₂ · 2 H ₂ O — trona	Na ₂ SO ₄ — tenardit (t)
	Na ₂ SO ₄ · 10 H ₂ O — mirabilit (m)

Sulfatul de calciu îmbracă forma gipsului și anhidritului, două minerale frecvente în primele secvențe ale depozitelor evaporitice. Stabilitatea lor în natură este condiționată de temperatură, presiune și prezența apei. Solubilitatea anhidritului tinde să crească cu temperatura, iar cea a gipsului să scadă. În soluții apoase, anhidritul este stabil la peste 42°C, iar gipsul sub această temperatură. În prezența apei, echilibrul între gips și anhidrit este dependent de activitatea apei, astfel (fig. 4.59):



$$K_{(a-a)_{p,T}} = \frac{a_{\text{anh}} \cdot a_{\text{H}_2\text{O}}^2}{a_{\text{gips}}} = a_{\text{H}_2\text{O}}^2$$

La o temperatură și presiune dată, gipsul și anhidritul coexistă stabil la o anumită activitate a apei. La alte activități, deasupra acestei valori critice, gipsul este faza stabilă, iar la activități inferioare este stabil anhidritul.

Precipitarea gipsului sau a anhidritului, ca faze stabile dintr-o soluție dată, atunci când solubilitatea acestora este depășită, depinde numai de presiunea parțială a vaporilor de apă și nu de natura componentilor dizolvați.

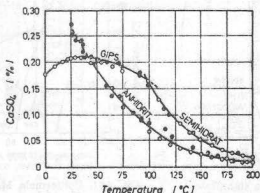


Fig. 4.59. Solubilitatea gipsului și anhidritului în apă, la diferite temperaturi [58].

Cu toate acestea, datele experimentale ale lui Posnjak (1940) au arătat că gipsul începe să precipite la o concentrație în săruri de 3,5 ori mai mare ($S = 120\%$) decît salinitatea normală, la o temperatură de 30°C , iar la temperaturi și concentrații mai ridicate se depune anhidritul.

Halitul sau sarea gemă este compusul cel mai răspândit în depozitele evaporitice. Mineral cu legături ionice tipice, halitul este mai solubil decât sulfatul de calciu. În sistemul biocomponent $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ apar trei faze solide (fig. 4.60): NaCl , $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (hidrohalit) și gheață și trei puncte invariante la $+0,1^\circ\text{C}$, $-21,2^\circ\text{C}$ și $-25,2^\circ\text{C}$. Din diagramă rezultă că halitul are un coeficient de solubilitate pozitiv foarte mic, ceea ce confirmă faptul că prin răcirea soluțiilor saturate de sare precipită cantități mici de halit. Precipitarea halitului este însă accelerată de pierderea apei din sistem prin evaporare și este declanșată când volumul inițial s-a redus la 1/10.

Sărurile de potasiu și magneziu (silvina, carnalitul, kiesseritul, polihalitul) au un puternic caracter deliquescent (adică se dizolvă în soluția formată prin absorbția higroscopică a vaporilor de apă din atmosferă).

Sistemul policomponent $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$ se apropie cel mai mult de compoziția apei de mare și poate fi utilizat prin descifrarea ordinii de precipitare a principalelor minerale delievescente. Echilibrul sistemului cu un conținut variabil de MgCl_2 și la saturație în NaCl este dependent de temperatură (fig. 4.61).

Compoziția apei de mare ($S = 35\%$) la 25°C în raport cu sistemul sus menționat este dată de relația $\text{Mg} + \text{SO}_4 + \text{K}_2 = 69 + 24,59 + 6,41 = 100$ și poate conduce la precipitarea sărurilor după evaporare atunci când volumul său este mai mic de 2% față de cel inițial: kainitul la 1,96%, carnalitul la 1,170% și bischoffitul la 0,927%. Ordinea teoretică de depunere a acestora este (v. fig. 1.30 și 1.31):

— precipitate de sulfati de Na, Mg sau Mg fără K ;

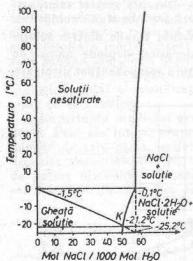


Fig. 4.60. Domeniile de stabilitate a sării gême în prezența apei în sistemul $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [58].

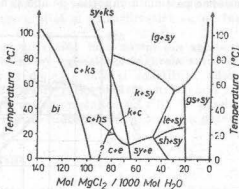


Fig. 4.61. Politermele $MgCl_2$ — echilibre stabile — în sistemul cu 5 componente, saturat în NaCl și KCl; prescurtările sînt explicate în tabelul 4.18 [58].

- precipitate de săruri de Mn și K fără carnalit;
- precipitate de carnalit;
- precipitate de bischofit.

Grosimile acestor precipitate calculate pentru un strat gros de 100 m halit depus anterior, în cazul unor echilibre stabile (a) și metastabile (b), sint redată în figura 4.62.

Elementele rare din evaporite — Br, Rb, Sr substituie izomorf Na, K, Ca, Mg, din mineralele principale, intră în constituția unor minerale accesorii (borați, magnezit, celestină, pirită) sau se concentrează în spațiile planare ale mineralelor argiloase. Astfel, bromul, element cu o concentrație de numai 65 mg/l (0,0065%) în apa mării, substituie Cl^- în halogenuri într-o proporție directă cu conținutul său în soluție. Acest lucru este confirmat, pentru halit, de exemplu, de alura curbei din figura 4.63, care exprimă conținutul de Br din principalele minerale evaporitice ce au cristalizat din soluții cu diferite concentrații. În cazul silvinei, carnalitului și bischofitului cristalizate din aceeași soluții se constată că Br are o concentrație mai mare de 10,7 și, respectiv, 9. Observația este de natură să sugereze posibilitatea utilizării conținutului de Br din halit ca indicator al salinității (compoziției) apelor din care el a cristalizat. S-a putut constata că în cazul în care bazinul este închis, conținutul de Br al halitului crește repede și proporțional cu trecerea spre un facies hipersalin.

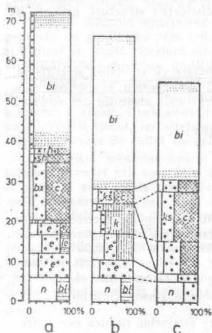


Fig. 4.62. Grosimile teoretice ale mineralelor evaporitice pentru o depunere de halit de 100 m: a — echilibre metastabile; b și c — echilibre stabile (prescurtări în tabelul 4.18) [58].

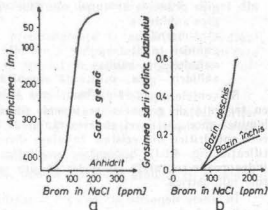


Fig. 4.63. Curba variației conținutului de brom în seria evaporitică de la Stassfurt (a) și în depozitele de halit acumulate în bazine deschise și închise (b) [58].

4.4.2. Petrografia evaporitelor

Edificiile evaporitice se individualizează alături de argile, marne, dolomite și/sau calcare sub formă de agregate, întoldeauna cristalizate, echilibrat și inechilibrat. De la nivele centimetrice izolate, de depozite cu grosimi considerabile, de ordinul zecilor și sutelor de metri, evaporitele sînt adesea roci monominerale, alcătuite fie numai din sulfați de calciu — gips și anhidrit — fie numai din halit sau din săruri delievescente. Rareori în același cadru geologic se întîlnesc evaporite care să cuprindă întreaga serie de minerale evaporitice, ceea ce pentru asociațiile de minerale foarte solubile sugerează fie faptul că nu s-au menținut condiții chimice de precipitare o perioadă mai îndelungată, fie că nu s-au conservat.

Caracterele structurale ale depozitelor evaporitice reflectă, astfel, atât o „cauză primară” — un context depozițional — în care separarea din soluții naturale intrabazinale a jucat un rol esențial, cît și o „cauză secundară”, un complex de transformări d'agenetice care au determinat remobilizări și recristalizări semnificative la nivelul asociației litologice care cuprinde evaporite. Cu toate că mecanismele care generează structuri evaporitice — indiferent de momentul în care acționează — sînt doar de esență chimică, o sistematizare a lor este dificilă pentru că morfologia cristalelor, geometria agregatelor, natura și poziția incluziunilor sînt dintre cele mai diverse. Fără a putea avea întoldeauna certitudinea plasării lor în raport cu momentul cînd au fost create, observațiile efectuate asupra ocurențelor clasice tind să conducă la separarea a două categorii distincte: structuri primare și structuri secundare (diagenetice).

a. Depozite de gips și anhidrit

Structuri primare ritmice. Corpurile tabulare cu structură stratificată, ritmică, reprezintă o caracteristică comună atât pentru evaporitele gipsifere, cît și pentru cele anhidritice. Ritmurile sînt alcătuite din secvențe milimetrice cu mineralogie diferită:

- gips granoclasat — gips secundar — argilă;
- gips-anhidrit;
- gips-marnă;
- anhidrit-calcit;
- anhidrit-gips-halit;
- anhidrit — gips — substanță organică.

Secvențele gipsifere continue sînt alcătuite din agregate microcristaline cu tendință de granoclasare inversă (diametrul cristalelor crește din baza laminei spre partea ei superioară, de la 0,01 mm la 0,15—0,20 mm), iar cele anhidritice din cristale tabulare dispuse paralel cu suprafața de stratificație (fig. 4.64). Secvențele nesulfatice sînt și ele continue și urmăresc îndeaproape suprafața laminelor de gips sau anhidrit; grosimea lor se menține milimetrică.

În unele depozite stratificate succesiunea laminelor ritmice este întreruptă de nivele masive cu gips resedimentat.

În depozitele miocene din zona subcarpatică se pot identifica mii de ritmuri bisecvențiale de gips-argilă, pe grosimi de sute de m, iar în Formațiunea de Castilia (Baz. Delaware, Texas, S.U.A.) pe o grosime de 400 m au fost numărate 260 000 ritmuri a căror continuitate poate fi urmărită pe 80—100 km.

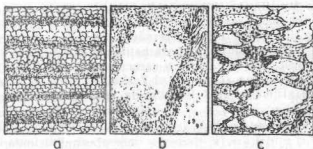


Fig. 4.64. Evaporit gipsifer cu lăminație paralelă (ritmicită) (a), porfiroblaste de gips (b) și anhidrit nodular (c).

Structurile secundare în depozitele gipsifere îmbracă diferite aspecte particulare, dintre care porfiroblastele, agregatele zaharoide și diaclazele sînt cele mai frecvente. Spațial, aceste structuri sînt caracteristice sedimentelor apropiate de suprafață și se datoresc, mai ales, proceselor de hidratare a anhidritului.

Porfiroblastele de gips apar ca agregate larg cristalizate în care cristale mari de gips, maclate în coadă de rîndunică, includ, ca relicte, granule corodate de anhidrit. Sînt descrise în multe depozite asociate rocilor carbonatice (în Platforma Moesică etc.).

Gipsul zaharoid aparținînd varietății albastru are structuri nodulare generate de gonflarea, prin hidratare, a anhidritului sau, cînd este interstratificat cu argilă, prezintă structuri *enterolite*, de cutare strînsă datorită modificării de volum (ex. gipsurile de Perechiu, din avanfosa carpatică).

Diaclazele cu gips prismatic depus transversal pe pereții fisurilor sînt frecvente în depozitele evaporitice sulfatice și ilustrează marea mobilitate a acestor minerale. Unele situații sînt privite ca provenind din transformarea unui anhidrit fibros, iar altele ca produse de depunere primară, direct din soluții cu exces de sulfat de calciu.

Anhidritul secundar apare cu preponderență la adîncimi de ordinul sutelor de metri sub suprafața de aflorare a sedimentelor și rocilor cu care se asociază evaporitele respective, în special în calcare și epiclastite. Formele structurale sub care apar sînt:

- nodule masive de culoare albă sau translucidă;
- interstițial, sub formă de cristale clare, care, depășind spațiul porilor în care-și încep germinarea, includ marginal carbonați sau claste din roca în care se dezvoltă;
- produs de substituție a gipsului sau bioclastelor;
- anhidrit regenerat epigenetic, adesea idiomorf, alungit și cu multe impurități.

b. Depozite de halit și săruri delievescente

Sarca, acumulată în strate cu grosimi mult mai mari decît gipsul și anhidritul, prezintă texturi mediu și larg cristaline în care cristalele au contacte suturale sau liniare și prezintă numeroase incluziuni, lichide, solide sau gazoase. Structura de ansamblu a acumulărilor de halit poate fi masivă, omogenă, stratificată sau ritmică și, nu de puține ori, breicioasă.

Depozitele stratificate sînt alcătuite din alternanțe de sare de diferite culori și secvențe silțice sau pelitice de material argilos sau silicelastic.

Structurile ritmice reprezintă alternanțe regulate și numeroase ale unor duble secvențe: nivele centimetrice de halit laminar, urmate de nivele milimetrice de anhidrit. Ele reprezintă o caracteristică pentru multe zăcăminte de evaporite, printre care și renumitul Zechstein german (Permian). Unele suprafețe de stratificație sînt însoțite de crăpături de uscare, cu formă polygonală.

Structuri breicioase au fost semnalate în vecinătatea unor acumulări de sare impură și constituie, fie efecte ale unor presiuni secundare, intraformaționale, exercitate asupra depozitelor de halit cu intercalații de epicalstite, fie efectul unor dizolvări selective urmate de „colaps” și curgere plastică. Cînd sînt dezvoltate pe zeci de km, structurile breicioase apar controlate tectonic. În zona subcarpatică, formațiunea cu astfel de structuri, care însoțește corpurile diapire de evaporite, a fost denumită *breția sării* și cuprinde blocuri și elemente angulare detritice, carbonatice, metamorfice, eruptive, transportate tectonic din conglomerate miocene și premiocene.

Depozitele de săruri de K și Mg (delievescente), situate adesea în partea terminală a unor cicluri evaporitice, ating grosimi mici, de ordinul zecilor de metri și se prezintă sub forma unor aglomerări masive, poliminerale, afectate de numeroase structuri secundare, de dizolvare, deshidratare și recristalizare. De foarte multe ori structurile primare sînt șterse. Sărurile de la Tîrgu Ocna-Găleanu (Carpații Orientali) reprezintă unicul exemplu în țara noastră.

4.4.3. Diageneza evaporitelor

Mai mult decît alte formațiuni sedimentare, evaporitele sînt foarte susceptibile la transformările diagenetice, datorită mării solubilități a mineralelor constituente, capacității lor de deformare plastică și, în general, ușurinței cu care se hidratează sau se deshidratează. Astfel, o stivă de evaporite care intră în contact cu soluții diluate sau eboară în secoară sub greutatea coloanei de roci acoperitoare își pierde rapid caracterele primare, capătă noi constituenți minerali sau pierde o parte din cei vechi, se deformează și, nu de puține ori, părăsește, prin diapirism, rocile alături de care s-au depus.

De aceea, reconstituirea condițiilor primare de depunere a evaporitelor este dificilă și comportă multe grade de incertitudine. Cele mai expresive reacții diagenetice se desfășoară în sistemul gips-anhidrit-apă și în sistemele policomponente (cu săruri delievescente) și vizează atît transformări mineralogice, cît și transformări structurale și texturale.

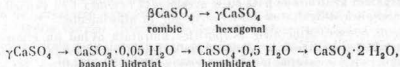
Reacții în sistemul gips-anhidrit-apă. Asociațiile evaporitice primare cu gips sau anhidrit, în prezența sau lipsa apei, conduc prin îngropare progresivă la permutări repetate de la o fază minerală la alta.

Deshidratarea gipsului primar în sedimentele care suferă procese de îngropare eliberează mari cantități de apă și atrage după sine importante modificări volumetrice. Calcule simple au arătat că un strat de gips cu o grosime de 10 m, supus presiunii la îngropare, trece în 6,2 m anhidrit și 4,9 m³ apă (pe cm² de secțiune transversală) care, la o temperatură de 30°C, ar putea provoca solubilizarea a 0,8 m³ halit sau 5,4 m³ carnalit. Simpla des-

hidratare apare, astfel, motorul unor reacții succesive prin care pot fi declanșate procese de colaps și apariția de breții evaporitice intraformaționale sau îndepărtarea din sistem a unor minerale primare. Anhidritul secundar se fixează fie ca produs de substituție, fie ca ciment interstițial. După Blatt et al. (1972), prin deshidratarea sistemului în spațiul porilor are loc o creștere anormală a presiunii fluidelor care se poate apropia de valorile presiunii litostatice corespunzătoare, dacă permeabilitatea rocilor nu este suficientă pentru a permite răspândirea soluțiilor; asemenea presiuni stimulează curgerea sedimentului și apariția structurilor de deformare plastică.

Procesul reversibil de trecere a anhidritului în gips — hidratarea — începe în momentul cînd acesta revine, datorită mișcărilor scoarței, în apropierea suprafeței (sau se află la suprafață și intră în contact cu apa); cantitatea locală de apă determină, în mod normal, viteza cu care se desfășoară tranziția, iar sistemele de fisuri din masa de anhidrit accelerează reacția (fig. 4.65).

Transformarea anhidritului în gips are loc treptat și reprezintă după cele mai multe opinii rezultatul unui mecanism de dizolvare—precipitare de forma



iar transformarea completă implică un sistem termodinamic deschis.

În timpul acestui proces se dezvoltă porfiroblaste de gips, în care se păstrează relice de anhidrit; tot secundar, cînd în sistem există urme de Sr, se poate forma celestină. Procesul este însoțit, în mod normal, de o creștere de volum (de pînă la 60%) și, în consecință, de deformări mecanice, plastice și rupturale ale cristalelor nou formate. Dacă sistemul este închis, redistribuirea volumului suplimentar se poate face și în spațiul ocupat anterior de apă.

Mineralele anhidre sau sărace în molecule de apă, prezente în asociațiile evaporitice care intră în contact cu apa, se hidratează ușor trecînd în compuși noi. De exemplu:

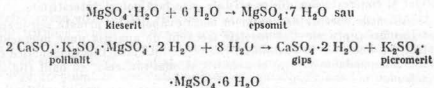


Fig. 4.65. Relațiile volumetrice în sistemul $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ în timpul procesului de hidratare a anhidritului.

ratura acesteia, presiunea gazelor. Atingerea gradului de supraconcentrare se realizează, de regulă, prin evaporarea soluției, deci în urma micșorării volumului acesteia. Așa se explică de ce, după un calcul teoretic, dintr-o coloană de 1 000 m soluție salină ($S = 35\%$) precipită 15,9 m săruri, din care 13,5 m halit (adică 83%), 0,27 m gips (1,82%) și 2,1 m alte săruri, ceea ce reprezintă pentru relația halit-gips un raport 50 : 1. Cu toate acestea, în multe din marile zăcăminte de evaporite din lume — de exemplu, baziul Delaware-Texas — dintr-o coloană de săruri de 400 m grosime, 150—200 m sînt de halit și 200—250 m sînt de gips (deci un raport 1 : 1).

Vis-a-vis de succesiunea teoretică de depunere a sărurilor și de raportul cantitativ dintre ele, coloanele litologice ale multor zăcăminte de evaporite ilustrează caracterul monomineral al acestora și grosimea mare a depozitelor (de regulă, peste 300—400 m și, uneori, chiar peste 1 000—2 000 m în Marea Roșie).

În ce condiții naturale s-a putut realiza depunerea exclusivă a sulfatilor de Ca sau a sării geme ? Au putut să existe bazine cu adîncimi de ordinul zecilor de mii de metri pentru ca, prin evaporare statică, în acord cu principiile teoretice, să se formeze depozite de evaporite cu grosimile considerate ? Sau, atunci, cum se pot explica astfel de grosimi ? Iată doar cîteva din problemele ridicate de cercetarea evaporitelor, care obligă la o revizuire a conceptului clasic — teoria barelor (Bischoff-Ochsenius) conform căreia :

„...evaporitele s-au format prin evaporarea statică a corpurilor imobile de apă masivă, în care circulația apelor a avut un caracter restrictiv. Bazinele au fost lagune puțin adînci, situate în spatele unor bare care le despărțeau de ocean...” (de aceea cunoscută și ca „teoria barelor”).

Astfel, marea diversitate a structurilor evaporitice, începînd cu cele ritmice și nodulare și terminînd cu acumulările crustiforme de tip soleret și giperet, nu poate fi explicată printr-un singur mecanism petrogenetic, iar cadrul natural de acumulare a lor nu poate fi redus la un singur domeniu de sedimentare, cel lagunar.

Cercetările din ultimii 20 de ani efectuate asupra sedimentelor actuale și a vechilor depozite de evaporite au conchis că există o mare diversitate de situații naturale în care se pot acumula aceste roci și că nu există o corespondență totală între acestea. Căile de apariție a evaporitelor fanerozoice par mult mai complexe decît a celor actuale.

Petrogeneza structurilor ritmice. Formarea evaporitelor stratificate, cu structuri ritmice evidente, determinate de alternanța unor cupluri minerale, foarte numeroase și constante pe suprafețe mari (ex. Baziul Delaware, 260 000 ritmuri, pe sute de km²), s-a aflat sub controlul unor cauze ciclice. Se admite că ele s-au acumulat în ape puțin adînci, sub nivelul de bază al valurilor, în medii liniștite, în care nu a fost perturbată structura suprafeței de strat — în cazul acesta întotdeauna plană — și întotdeauna în condițiile unor schimbări sezoniere ale regimului chimic și termic al soluțiilor respective.

Granoclăsarea din depozitele sulfatice (cuplurile: gips primar-gips secundar-pelit, gips-anhidrit-pelit) este consecința separării mineralelor din ape a căror concentrație s-a modificat progresiv sub influența variațiilor climatice, în două etape distincte (fig. 4.67) :

1. Precipitarea gipsului primar, faneritic, într-un climat arid, cald, urmată, în timpul concentrării soluțiilor la temperaturi mai ridicate, de creșterea diametrului cristalelor și apoi de depunerea anhidritului primar.

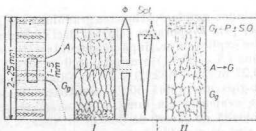


Fig. 4.67. Formarea structurilor ritmice alcătuite din cupluri anuale gips-anhidrit-argilă : Ø — diametrul cristalelor ; Sol — salinitatea apelor ; G₁ — gips fin cristalizat ; G₂ — gips granoclasat ; A — anhidrit ; P — detritus pelitic ; S.O. — substanță organică.

2. Diluția soluțiilor prin aport de ape dulci, într-un regim climatic mai umed și mai rece, având drept consecință : a) hidratarea anhidritului și transformarea lui în gips secundar și b) precipitarea, la partea superioară a cuplului, a gipsului fin cristalizat, simultan cu material terigen, de regulă, pelitic, însoțit sau nu de substanță organică (de origine sapropelică și reprezentând depuneri, tot sezoniere, de fitoplancton).

Interpretând cuplurile halit-anhidrit din Zechstein ca produse ciclice anuale, Richter și Bernberg (1950) ajung la concluzia că rata de acumulare a întregii formațiuni a fost de 500 m în 8 000 ani.

Caracterul monomineral al depozitelor evaporitice, în general, și raportul relativ uniform (1 : 1) între halit și gips în multe corpuri cu dezvoltare regională (cazul Delaware), sînt astăzi explicate (Blatt, 1983) prin mecanismul de „reflux evaporitic”, o încercare de model petrogenetic general cu trei stadii de evoluție : 1) aportul constant în bazin al apei de mare cu salinitate normală ; 2) creșterea concentrației soluției peste limita salinității normale, prin evaporare constantă, într-un regim al bazinului considerat restrictiv ; 3) pierderea unei părți din soluția devenită hipersalină fie prin infiltrare („reflux”) în sedimente poroase subiacente, fie prin scurgere, în afara bazinului, sub pătura superficială cu apă normală care intră în bazin.

În aceste condiții are loc autoreglarea salinității și menținerea ei constantă la acel grad de saturație în săruri care să permită, de fiecare dată, precipitarea aceluiași mineral, fie a gipsului, fie a halitului. Orice schimbare a unui astfel de echilibru va atrage după sine depunerea unei succesiuni de minerale. Un „reflux” mai intens al soluțiilor hipersaline va conduce la scăderea salinității apei în bazine, urmată de depunerea gipsului, iar unul lent, ca alternativă, va conserva salinitatea ridicată și va declanșa depunerea halitului. Cînd astfel de schimbări se succed periodic, rezultatul îl constituie un periodit evaporitic cu stratificație ritmică.

Petrogeneza structurilor nodulare. Gipsul și anhidritul în special și, mai rar, sarea gemă au structuri nodulare determinate de îngrămădirea compuşilor respectivi pe fondul unei mase fundamentale argiloase, carbonatice sau dolomitice. Căile de formare a acestor structuri sînt diverse, iar cunoașterea lor întărește principiul convergenței fenomenelor naturale, potrivit căruia mecanisme (proces) foarte diferite pot genera produse identice. Menționăm

citeva dintre ele, desprinse din contextul observației petrografice asupra depozitelor de sulfuri și sare gemă :

1. Căsedimentarea anhidritului și argilei, după Hazard (1940) prin depunerea unor mase aproape gelatinoase de anhidrit din ape mloase, din care simultan se sedimentau mluri — ex. : lacul Ferii, Arkansas (S.U.A.). Nu explică, însă, lipsa impurităților de argilă din anhidrit.

2. Creșterea cristalelor și rozetelor de gips (selenit) în sedimente aluviale recente, însoțită de deplasarea materialului fin neconsolidat și evaporarea apelor vadoase în condițiile unei expunerii subaerene (Murray, 1964) — ex. : zonele supratidale din laguna Madre. Prin îngropare gipsul poate trece în anhidrit.

3. Precipitarea interstițială în sedimentele de fund neconsolidate sub un corp de apă mobil sau în sedimentele subaerene prin ascensiune capilară. Pe măsură ce cresc, nodurile (aglomerările) deformează și compactizează sedimentul neconsolidat din jur — ex. : Coasta Trucial, G. Persic (Sherman, 1966, Whittington, 1961).

Sintetizând în special acele concluzii care vizează cadrul natural de formare a evaporitelor, reținem, ca o condiție generală, legătura dintre poziția „bazinului de sedimentare” și regimul climatic care trebuie să fie cald și arid, cu $E > P$ (adică cu o evaporatie mai mare decât cantitatea de precipitații și transportul de ape dulci). Într-un astfel de context, oricând supraconcentrarea soluțiilor naturale este posibilă. Aceste soluții pot ocupa fie un bazin natural într-unul din mediile geologice cunoscute (marine sau continentale), fie spațiul interstițial al unor sedimente deja acumulate. Această nouă concluzie explică, în bună măsură, marea diversitate mineralogică și structurală a ocurențelor evaporitice.

Astăzi, acumularea evaporitelor are loc prin precipitare subaeratică în golfuri cu circulație restrictivă (Kara Bugaz — Marea Caspică), în lagune (laguna Madre, G. Mexic, Coorong Lagoon — Australia), pe fundul unor lacuri sărate (Marea Moartă) sau prin precipitare subaeriană în domenii tip sabkha, supratidale și zone deșertice (Coasta Trucial — G. Persic, Baja California și deșertul Atacama — Chile. Se consideră că formarea evaporitelor a mai fost posibilă și în trecutul Pământului în bazine evaporitice deschise (bazinul Zechstein în Permian) sau pe fundul unor mări adânci (Marea Mediterană și Marea Roșie în Miocen).

Caracterul marin sau continental al unor depozite de evaporite este demonstrat atât de mineralogia lor, cât și de extinderea și morfologia depozitelor respective. Cele mai frecvente situații și care merită o discuție mai largă (fig. 4.68) aparțin : 1) evaporitelor marine acumulate primar, în condițiile unui bazin adânc, deschis (modelul Schmaltz), ale unui bazin adânc, secăt (Modelul mediteranean — „deep desiccated”) și, secundar, în sedimente supratidale din zonele aride („Modelul diagenetic sabkha”); 2) evaporitelor continentale acumulate în lacuri sărate („salinas”) și zone deșertice.

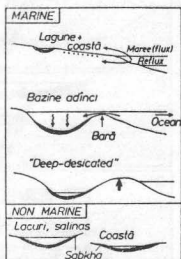


Fig. 4.68. Principalele domenii de acumulare a depozitelor evaporitice [22].

b. Modele petrogenetice marine

Modelul bazinelor evaporitice deschise (Sloos, 1953; Schmalz, 1969). Îndeplinirea condiției de permanent acces al apelor marine în zona de evaporare se poate produce nu numai în lagune, ci chiar în mări deschise, în acele porțiuni ale acestora în care circulația apelor de profunzime este întreruptă față de largul mării printr-o barieră și evaporarea locală este superioară volumului de ape meteoritice sau de proveniență continentală care ajung aici. O circulație restrictivă se poate realiza prin bariere de recifi, situație foarte comună în bazinele actuale. Trebuie să se remarce că o asemenea situație asigură o mai bună comunicare cu oceanul, condiție indispensabilă desfășurării continue a procesului de precipitare. Dacă asemenea zone de precipitare se găsesc în regiuni de subsidență, există posibilități și mai largi de obținere a unor grosimi mari ale depozitelor.

În bazinele adânci, prin evaporarea apelor de la suprafață apar modificări de salinitate și se nasc, prin creșterea densității apelor, curenți descendenți care deplasează masele de apă superficiale spre zonele adânci (ale bazinelor) în spatele barelor. Ca urmare a modificărilor climatice și tectonice care se produc în timp, bazinul trece printr-o evoluție polistadială (fig. 4.69). Astfel prin procese succesive se vor depune la început sedimente carbonatice (în „stadiul formativ”), iar apoi, sedimente cu sulfuri (în „stadiul euxinie”); când prin omogenizarea apelor cu salinități diferite se ajunge la o suprasaturație în săruri, încep să se depună gips și anhidrit (în „stadiul permanent”) și apoi halit și săruri de potasiu și magneziu (în „stadiul final”). Pe măsura desfășurării unor astfel de procese, apa de mare, proaspătă, care intră în bazin, se concentrează în săruri, spre marginile acestuia și, din această cauză, sedimentele

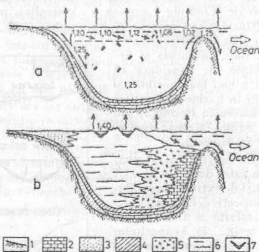


Fig. 4.69. Modelul formării evaporitelor în bazine evaporitice adânci — Schmalz:
a — stadiul permanent; b — stadiul terminal; 1 — fundamentul bazinului; 2 — roci carbonatice; 3 — roci epiclastice; 4 — sedimente cu sulfuri; 5 — gips și anhidrit; 6 — halit; 7 — săruri de potasiu și magneziu; 1,02—1,40 densitatea apelor.

care se acumulează vor prezenta o zonare mineralogică, dată de distribuția concentrică a carbonaților, sulfajilor și halitului, în jurul barei submerse care separă bazinul de ocean.

O asemenea evoluție a bazinelor evaporitice adinei a fost sugerată de către Schmalz (1969) pentru a explica formarea depozitelor evaporitice din zonele Zechstein (R. F. Germania), Alberta (Canada) și Castilia (Spania).

Modelul mediteraneean («Deep desicated» — Hsu și Cita, 1973). Forajele efectuate în sedimentele de pe fundul Mării Mediterane au permis identificarea, sub milurile pliocene, a unor nivele discontinue de evaporite de vîrstă Miocen superior (Messinian). Grosimea lor variază de la 300 m la 2 000 m și ocupă, preferențial, partea centrală a unor bazine separate de praguri adinci, atât în vestul Mediteranei — bazinetul balearic —, cît și în centrul și estul său — bazinele tirenien, ionian și levantin. Compoziția lor cuprinde în succesiune verticală și laterală (de la marginea fiecărui bazinet spre centrul său) acumulări de gips, halit și accidental alte săruri mai solubile. La partea superioară evaporitele messiniene suportă miluri pelagice considerate a se fi depus la o adîncime de 1 000 m.

Hsu și Cita (1973) — cercetători care au corelat și interpretat observațiile din foraje — au elaborat un model petrogenetic al bazinelor adinci secate (deep desicated), potrivit căruia, la finele Miocenului, Bazinul Tethys ar fi fost izolat de Atlantic grație coliziunii mai accentuate dintre cele două plăci crustale limitrofe și ar fi intrat într-un regim de lac intracontinental — tip „playas” deșertic — plasat din punct de vedere climatic într-o zonă foarte aridă (fig. 4.70). Foarte repede, în cca 1 000 ani, secarea lacului prin evaporare ar fi adus nivelul lui la 4 000 m (!) sub nivelul Oceanului Atlantic pe măsură ce pe fundul lui se putea precipita, în funcție de salinitate, gips și, apoi, halit.

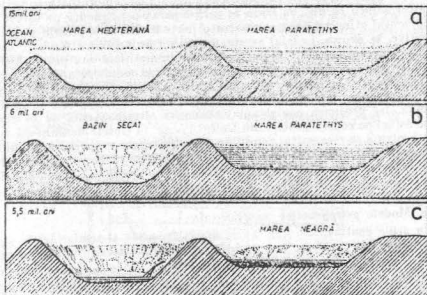


Fig. 4.70. Modelul formării evaporitelor în timpul „crizei” messiniene (Deep desicated) din Marea Mediterană; relațiile cu Oceanul Atlantic și Marea Neagră [22].

Legătura cu Oceanul Atlantic s-ar fi reluat acum 7 milioane ani când foarte repede bazinul a fost umplut, iar sedimentarea pelagică pliocenă a permis conservarea nivelelor evaporitice acumulate anterior.

Un astfel de model, ținând cont de suprafața Mării Mediterane și grosimea depozitelor precipitate, nu explică adâncimea pe care trebuia să o aibă bazinul — într-un regim static — dacă astăzi se consideră, prin date experimentale, că din 1 000 m coloană de apă cu 35‰ rezultă 15,9 m evaporite. Valoarea rezultată — de pînă la 100 km — pare mult exagerată și nu poate fi acceptată ca rezonabilă pentru adâncimea unui bazin de sedimentare din trecutul Pămîntului.

Alternativa acestui model, pentru a evita o astfel de exagerare, a fost dată de Fabricius și Heinemann (1978) în „modelul dinamic”, care acceptă păstrarea legăturii dintre Atlantic și Tethys, prin intermediul unui sistem de cascade care împropătau periodic bazinul mediteraneean pentru a balansa evaporarea severă necesară în precipitarea rapidă a sărurilor.

Modelul „sabhka”. Rezultatele recente obținute din studiul sedimentelor tidale din unele zone de coastă afectate de maree au impus o nouă ipoteză care poate explica diversitatea morfologică și mineralogică a asociațiilor evaporitice (Shearman, 1966; Kinsman, 1969; Friedman, 1972). Regiunile studiate, situate în zone cu climă caldă și aridă, în care precipitațiile sînt foarte reduse, iar evaporafia este foarte intensă au caracter de plaje deșertice și sînt cunoscute sub numele „sabhka”.

Sedimentele din zonele de tip sabkha, care ocupă spații tidale sau supra-tidale, conțin frecvent sulfați și cloruri — în special gips și anhidrit — sub formă de porfiroblaste, nodule, rozete sau cruste. Aceste asociații constituie efectul diagenzei timpurii asupra unor sedimente subaerice în care, datorită evaporafiei intense, sînt create condițiile de concentrare în săruri a soluțiilor interstițiale și de circulație capilară ascendentă a lor. Împropătarea periodică a acestor soluții cu apă de mare asigură o sursă permanentă de săruri care, în momentul atingerii unor concentrații peste limita de saturație a soluțiilor respective, se depun. În felul acesta, în sedimente argilitice sau carbonatice, slab consolidate, „crește” prin precipitare interstițială sau prin substituție (a dolomitului sau calcitului) porfiroblaste de gips, noduli de anhidrit; adesea, la suprafața unor asemenea sedimente se dezvoltă cruste evaporitice. Treptat, după îngroparea lor în sedimentele superioare, nou formate, procesul se continuă, iar grosimea complexului evaporitic crește. Astfel de procese se petrec astăzi pe coasta Trucial din Golful Persic, în Golful Mexic și s-a apelat la ele pentru a se reconstitui condițiile de sedimentare evaporitică din diferite perioade geologice. Pentru teritoriul țării noastre de pildă se poate considera că au funcționat domenii de sedimentare de tip „sabhka” în timpul Eocenului și Miocenului, în Bazinul Transilvaniei și în zona subcarpatică.

c. Modele petrogenetice continentale

În ariile continentale din zonele deșertice, aride și semiaride, formarea evaporitelor este posibilă în „bazinele endoreice” (sectoare fără scurgere) în care se instalează lacuri sărate sau pe marginea lor, la suprafața nisipurilor sau solurilor. Apele sărate pot proveni aici din afara bazinului, pot fi legate de izvoare termale asociate cu vulcanism sau se pot forma local, prin evaporare puternică; în acest ultim caz chimismul lor, de regulă foarte variabil, reflectă natura geologică a substratului.

Mineralogia evaporitelor continentale este dominată de prezența carbonaților de sodiu (shortit și trona) și a sulfatilor de sodiu (mirabilit, thenardit, gaylussit, glauberit), alături de care mai apar : halit, gips și, foarte rar, borați, nitrați și fosfați.

În lacurile sărate — Lop Nor—China, Great Salt Lake—S.U.A., Amara-România — sau în mări închise cu regim endoreic — Golful Kara Bugaz, Marea Moartă — evaporitele formează strate de grosimi centimetrice sau metrice, foarte rar de zeci de metri și sînt caracterizate prin zonalitate areală : sărurile mai puțin solubile pe marginile lacurilor, iar cele foarte solubile în centrul lor. Prin cristalizarea completă a apei rămin „lacuri” uscate sau așa-zisele „salar”¹ cu evaporite reziduale și frecvente poligoane de contracție la suprafața lor.

La suprafața sedimentelor deșertice din regiuni care se pot identifica cu sabkha continentală — de exemplu, în Kazakstan, Tibet, Afganistan, Iran, Chile, Valea Morții (S.U.A.), Africa de Nord — se individualizează eflorescențe de săruri sau cimentări locale ca urmare a ascensiunii capilare a soluțiilor sărate din apropierea unor astfel de lacuri sau surse subterane. Pe solurile din aceleași regiuni, bine deschise în Orientul Mijlociu și Africa de Nord apar duricruste evaporitice alcătuite preponderent din gips sau sare gemă (giperet, salcret).

Dintre formațiunile vechi cu evaporite continentale, cea de Green River (Eocen) din vestul S.U.A. a fost foarte bine studiată. Astăzi ea reprezintă o asociație de dolomicrite și argile bituminoase în care se intercalează peste 25 strate de trona cu shortit și halit, cu grosimi variabile (1—13 m) și dezvoltări în suprafață de ordinul miilor de km².

4.4.5. Cadrul tectostructural și cronostratigrafic

Cele mai vechi minerale evaporitice în roci au fost datate la 3,5 miliarde ani, iar momentele culminante de formare a unor depozite importante de sulfat de Ca, sare gemă și săruri de potasiu au fost stabilite în Precambrian, Permian, Triasic, Jurasic superior, Miocen și Pliocen, perioade care în evoluția Terrei au corespuns cu instalarea unui climat cald. Astăzi, formarea evaporitelor are loc în diferite medii, între paralele de 25—30° latitudine nordică și sudică, iar în trecutul Pământului determinările paleolatitudinilor în care se înseriau centurile evaporitice indică poziții de pînă la 55—60° lat. N și S (fig. 4.71).

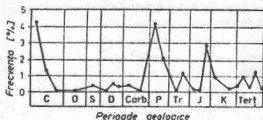


Fig. 4.71. Frecvența depozitelor evaporitice în timpul geologic [61].

¹ Termen spaniol prin care sînt denumite crustele de sare din playas — zonele deșertice endoreice din Chile, Argentina, Bolivia.

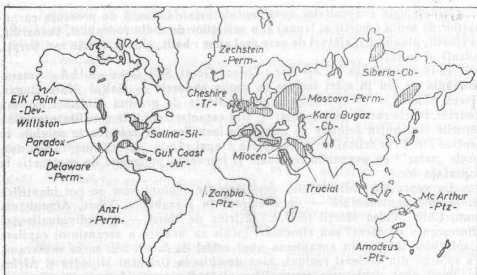


Fig. 4.72. Răspîndirea pe Glob a principalelor depozite de evaporite asociate zonelor de craton și zonelor de orogen [61].

O dată îndeplinită condiția climatică, nașterea depozitelor evaporitice s-a putut manifesta în bazine intracratonice (de ex. Zechstein în Permian, bazinul Salina în Silurian-Devonian — S.U.A., bazinul Amadeus în Precambrian — Australia), în bazine marginale epicratonice cu subsidență ridicată (bazinul Delaware în Permian) sau în bazine de rift intracratonice (Marea Moartă, Triasicul din Marea Britanie, Grabenul Rinului), bazine intercratonice (Marea Roșie în Miocen) sau în bazine de coliziune (Marea Mediterană în Miocen, „criza” messiniană) (fig. 4.72).

De asemenea, se poate constata că formarea evaporitelor nu poate fi legată nici de un anumit stadiu din evoluția unui orogen. Acumularea sării în Depresiunea Pericarpatică, ca parte integrantă a molasei orogenului carpatic a avut loc în două momente distincte: Aquitanian și Badenian. Ceea ce apare, însă, ca o concluzie care merită consemnată ține de durata secvențelor evaporitice — foarte scurtă — în ansamblul asociației litologice în care se află.

Cadrul depozițional al evaporitelor miocene din România corespunde atât unor bazine evaporitice deschise cu evoluție completă (Tîrgu Ocna), cât și unor domenii sabkha de coastă.

4.5. SILICOLITE

Particulare prin mineralogie și chimism, rezistente la degradare fizică și alterare, silicolitele sau rocile silicioase apar în coloanele litologice sedimentare ca entități petrografice reper. Nesemnificative cantitativ — reprezintă doar 1% din volumul depozitelor exogene —, ele sînt roci excelente pentru corelări litostratigrafice. Concentrarea silicii prin procese sedimentare urmează drumuri foarte diferite și este, mai mult decît în cazul altor roci,

influențată și de vulcanismul subacvatic. Această legătură conferă grupului posibilitatea de a marca traiectul unor zone cu paleovulcanism. Mediul de acumulare a lor — lacustru sau marin — are prin caracterile sale chimice și termobarice unele trăsături restrictive, ceea ce face ca silicolitele să fie indicatori fideli de paleochimism și paleotemperatură. Cercetări recente au subliniat importanța sedimentelor silicioase ca depozite sursă pentru hidrocarburi.

4.5.1. Mineralogie și chimism

Din punct de vedere mineralogie silicolitele sint dominate de prezența termenilor metastabili și stabili ai bioxidului de siliciu: opal A, opal C—T, calcedonie, cuarț, alături de care, în proporții de regulă neglijabile (<5—10%), participă minerale argiloase, carbonați, hematit, substanță organică, clorit, sticlă vulcanică, pirită.

Opalul amorf (A) este metastabil și, de aceea, va fi întâlnit în depozite actuale sau recente; el intră în constituția unor organisme: diatomee, radiolari, silicoflagelate și este, în acest fel, un produs al biosекреției.

Opalul C—T constituie o fază intermediară formată prin întrepătrunderea rețelei dezordonate a α -cristobalitului (lussatit) de temperatură joasă cu cea a tridimitului; ocupă spațiile deschise în care îmbracă forma unor lepisfere (agregate microcristaline lamelare și masive); este metastabil.

Calcedonia și *cuarțul* microcristalin ating dimensiuni micronice (1—5 μm în „microcuarț” și >20 μm în „megacuarț”) și caracterizează depozitele vechi: paleozoice și mezozoice. De cele mai multe ori sint produse diagene-tice târzii; fracțiunea elastică primară este, probabil, mult subordonată și greu de demonstrat.

Ceilalți constituenți au caracter alogen și/sau antigen și determină culoarea silicolitelor, conținutul în substanță organică și poziția sistematică a edificiiului în care apar. Astfel, prin fracțiunea argiloasă, carbonatică sau oxidică se realizează tranziții spre argile, calcare și ferilită.

Chimismul silicolitelor este dominat de abundența SiO_2 , care frecvent depășește 90%, fiind urmat de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 , CaO , Na_2O , K_2O ; substanța organică în unele roci poate depăși 5—10% (tabelul 4.19).

Tabelul 4.19. Compoziția chimică a unor silicolite
(după Blatt, 1972)

	1	2
SiO_2	82,94	89,15
Al_2O_3	0,1	3,45
Fe_2O_3	3,4	0,58
FeO	—	2,19
MgO	0,19	1,05
CaO	1,60	0,24
Na_2O	0,65	0,22
K_2O	1,40	0,53
P_2O_5	0,8	0,04
TiO_2	0,27	0,22
MnO	—	0,03
CO_2	0,40	—
H_2O	0,33	1,17
C	—	0,11
Total	92,38	99,71

1 — silicolit cu fosforit; Permian; Utah (S.U.A.); 2 — radiolarit; Permian, Nevada (S.U.A.).

Compoziția izotopică a oxigenului, determinată prin analiza SiO_2 , poate stabili faciesul de salinitate al apelor din care s-a concentrat. Valoarea $\delta^{18}\text{O}$ pentru silica din apele dulci oscilează între 14 și 23, iar pentru cea din apele sărate între 28 și 34.

4.5.2. Petrografie și sistematică

Agregatele minerale dominate de prezența silicei se individualizează în două tipuri de depozite: stratiforme și nodulare, care exprimă, de fapt, rolul proceselor depoziționale și postdepoziționale în formarea lor. Astăzi „geometria” acumulărilor de silico-lite se constituie și într-un prim și important criteriu de clasificare a lor (tabelul 4.20).

Tabelul 4.20. Clasificarea silicolitelor

Geometria depozitului	Categorii genetice și structurale	
	Depoziționale	Postdepoziționale
Silicolite stratiforme	Organo-gene Chimice — Sinter	Jaspuri Novaculite Menilite
	Mecanice (hibride) — Gaize Tufodiatomit Tripoli	—
Silicolite nodulare (accidente)	—	Silexuri Chaille-uri Chert neclie

Silicolitele stratiforme. Silicolitele stratiforme, uneori cu structură masivă, alteori cu stratificație și laminație paralelă, rar oblică sau granoclasată, formează nivele cu grosimi constante, de ordinul centimetrilor, rar al metrilor pe suprafețe mari, de ordinul sutelor de m^2 sau km^2 ; este cazul unor depozite din Carpați, la nivelul Jurasicului superior și din Dobrogea, la nivelul Triasicului mediu.

În succesiunile litologice în care se găsesc se asociază fie cu vulcanoclastite și vulcanite bazine submarine, fie cu pelagite (argile), turbidite carbonatice sau siliciclastice (calcarenite, gresii).

Entitățile petrografice care participă la formarea depozitelor stratiforme sînt condiționate de frecvența bioclastelor, de natură silicioasă — diatomee, radiolari și spiculi de spongieri —, a masei fundamentale (calcedonie) și a constituenților exotici (vulcanoclaste sau epiclaste). Aplicînd un criteriu generic, se disting trei categorii petrografice importante (fig. 4.73):

- 1) silicolite organogene: diatomite, radiolarite, spongolite;
- 2) silicolite chimice: sinterele sau crustele silicioase;
- 3) silicolite mecanice, roci cu caracter hibrid, de tranziție: spre epiclastite — gaize-ul, spre vulcanoclastite — tufodiatomitul, tufospongolitul etc., spre calcare — tripoli.

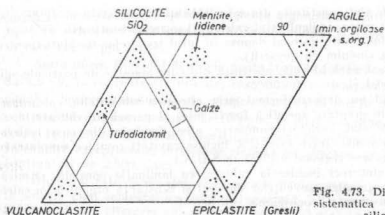


Fig. 4.73. Diagramme pentru sistematica și nomenclatura silicolitelor

În depozitele vechi, afectate de diageneză și, astfel, greu de atribuit uneia din grupele menționate, sînt descrise roci de tipul novaculitelor, meni-litelor și lidiinelor.

Diatomitele sînt alcătuite din frustule de diatomee într-o masă de opal, au frecvent laminăție paralelă și uneori un conținut mare de substanță orga-nică; prin aceasta devin „roci-mamă” de hidrocarburi.

Radiolaritele sînt formate din testuri de radiolari prinse într-un liant silicios, argilos, carbonatic; culorile lor — roșu, brun, verde, negru — exprimă participarea unei fracțiuni autigene, oxidice sau organice (fig. 4.74).

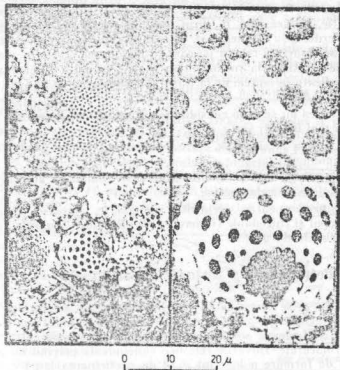


Fig. 4.74 Radiolarite; imagini la microscopul electronic.
foto Șt. Szobotka.

Spongolitele sînt constituite din spiculi de spongieri într-o masă de opal sau calcedonie; adesea, spiculi sînt calcificați sau glauconizați.

Sinterete sînt cruste de opal depuse în jurul izvoarelor fierbinți (pentru aceste depozite sinonim cu geyserit).

Gaiz-ul este o rocă hibridă, alcătuită dintr-un amestec de particule silicioase și material elastic (10–50%).

Tripoli este un depozit format prin alterarea silicolitelor calcareoase, caracterizat prin greutate specifică foarte mică și porozitate ridicată.

Novaculitele sînt varietăți compacte, albe, formate din cuarț microcristalin și calcedonie, între care sînt închise cavități rombigee umplute cu oxizi de fier (termen regional utilizat în S.U.A.).

Menilitite sînt roci închise la culoare, cu laminație paralelă, ritmică, dată de alternanța microsevențelor de opal și substanță organică cu calcedonie; sînt considerate „roci-mamă” de petrol.

Lidicenele sînt jaspuri negre, produse ale diagenzei radiolaritelor, uneori bogate în pigment cărbunos (folosit local în Carpații Orientali) (Filipescu, 1935).

Silicolite nodulare. Aceste edificii petrografice se individualizează prin diagenză în calcare, argile sau evaporite și îmbracă, în cadrul acestor roci, forma unor „accidente” silicioase. Morfologia lor este foarte variată — aglomerări sferice și subterice, fenticulare, neregulate, mamelonare —, exprimată prin termenul adjectival „nodular”; au dimensiuni centimetrice și sînt perfect sau slab individualizate. Cele bine conturate sînt mai vechi, mai evoluate și se pot detașa de roca gazdă; cele în curs de formare fac corp comun cu aceasta. De fapt ele mulează spații interstițiale preexistente, canale de bioturbație, se dezvoltă în jurul unor bioclaste sau alocheme etc. Sînt colorate în verde, roșu sau negru și, de regulă, sînt lipsite de structură internă sau moștenesc structuri relicte pe care le înglobează. De cele mai mult ori se aliniază la stratificația rocilor în care apar (cazul a numeroase accidente silicioase localizate în cretele de la Basarabi, Dobrogea de Sud și în calcarenitele de la Babadag).

În denumirea lor se ia în considerare roca gazdă și „aderența” la aceasta. Termenii cei mai folosiți sînt:

-- *sillex* pentru „accidentele” care se detașează de roca gazdă; se întîlnesc în cretele senoniene;

-- *chaille* pentru accidentele care fac corp comun cu aceasta; formează structuri nodulare în calcarenite;

-- *chert nectic* pentru accidente spongioase, poroase, foarte ușoare, formate din opal și calcedonie fibroasă, care găzduiesc „golurile” rombigee ale unor foste cristale de gips.

4.5.3. Petrogenză și sisteme depozitionale

Explicațiile ce se aduc pentru a încheia o ipoteză asupra originii silicolitelor, în general, pleacă -- fără echivoc -- de la cunoașterea parametrilor chimici care controlează solubilitatea, transportul și concentrarea SiO_2 în și din soluții naturale. Dovezile cele mai concludente privind un prim proces depozitional de formare a lor sînt date de participarea largă a bioclastelor silicioase, și, deci, de rolul activității biotice în echilibrul bioxidului de siliciu. Faptul că în cadrul coloanelor litologice se găsesc silicolite și la nivelul

Precambrianului, deci înainte de existența organismelor care biosecretă SiO_2 , pune în discuție diversitatea căilor de acumulare și varietatea condițiilor în care ele se pot naște.

Sursa silicei. Bioxidul de siliciu poate trece în soluție la un pH mai mare de 8,5–9, în concentrații diferite, care depind de temperatură, catalizatori cinetici, bariere geochimice etc. Astfel, conținutul mediu de SiO_2 în apele continentale dulci se consideră de 13 ppm, în mări și oceane de 1 ppm (între 0,01 și 11 ppm), iar în soluțiile interstițiale din unele sedimente, de cca 120 ppm. În condiții excepționale, în lacurile efemere est-africane, au fost determinate conținuturi de 2 500 ppm.

Opalul și calcedonia sînt mai solubile decît cuarțul și trec mai repede în soluție cînd temperatura este mai ridicată. SiO_2 poate ajunge în apele naturale și prin alterarea silicaților din bazalte și granite, din clastele ajunse prin iceberguri și curenți în largul oceanelor, prin reacții chimice care, desfășurate în sedimente, conduc la eliberarea SiO_2 (ex. în sedimentele pelagice, cazul trecerii montmorilonitului în illit). Vulcanismul submarin constituie, de asemenea, o sursă pînă nu demult apreciată drept considerabilă pentru aportul de silice prin intermediul soluțiilor hidrotermale introduse în bazine în lungul zonelor de rift (fig. 4.75).

Transportul bioxidului de siliciu de la locul său de origine spre zonele de sedimentare se face sub formă ionică (SiO_3^{2-}) sau sub formă coloidală (cu coloizi organici protectori).

Tempul de rezidență al Si^{4+} , față de alte elemente chimice, se consideră redus (între 200, 300 și 11 000 ani), după care acesta ia forma unui compus chimic metastabil (opal, de ex.).

Extragerea sa din soluție se face pe două căi: biochimic, prin intermediul organismelor care-și secretă un test protector, și chimic, prin precipitare directă. Majoritatea depozitelor de silicolite conțin bioclăste silicioase și exprimă, într-un prim moment depozitional, acumularea acestora după moartea organismelor.

Biosecreția minerală conduce inițial la fixarea opalului A și reprezintă un regularizator al conținutului de SiO_2 din ape. Radiolarii au asigurat acest proces începînd din Cambrian, pe zone extinse din Oceanul Planetar, de multe ori departe de manifestările vulcanismului submarin, în ape adînci (peste 4 500 m), dar și în ape puțin adînci (între 200–1 000 m); diatomeele, din Jurasic în zone lacustre cu ape dulci și în bazine marine cu apă sărată dar rece; silicoflagelatele, din Cretacic, în ape marine de adîncime redusă (pe sistemul șelfului). După moartea organismelor, acumularea și conservarea lor a fost posibilă întrucît rata de dizolvare — în cazul în care aceasta ar putea să apară din cauza creșterii pH -ului — rămîne inferioară celei de acumulare și fixare a SiO_2 .

Precipitarea silicei din apele care ating concentrația de saturație se realizează fie prin neutralizarea sarcinilor negative ale complexului SiO_3^{2-} cu cationi de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}

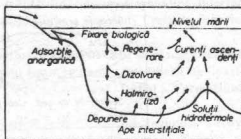


Fig. 4.75. Surse posibile pentru silicea din bazinele marine [15].

prezenți în ape, fie prin distrugerea pe cale bacteriană a coloizilor de protecție. Adesea, aceste condiții se realizează la gurile de vărsare a riurilor în ape puțin adânci și sărace în suspensii.

Apariția în cadrul silicolitelor *stratiforme* a lăminației paralele, ritmice, sugerează fluctuații sezoniere în populația și aportul de material planctonic clastic și energia de bazin redusă. De asemenea, evaporarea periodică a apei în bazin poate modifica pH-ul mediului contribuind la scăderea sa și, astfel, la precipitarea silicei sub formă de opal A, cînd concentrația inițială este mai mare de 100 ppm, și de opal C-T la concentrații mai mici. Asemenea procese ar fi putut determina și formarea unor silicolite precambriene, moment în care organismele generatoare de SiO_2 nu apăruseră încă. Astăzi ele influențează depunerea pe cale strict chimică a silicolitelor din lagunele alcaline.

În lacurile est-africane, în prezența Na_2CO_3 silicea rezultată din spălarea rocilor vulcanice înconjurătoare atinge concentrații foarte mari (> 2 000 ppm) și precipită ca silicat de Na hidratat (magadii) printr-o reacție de forma



Nașterea silicolitelor *nodulare* are loc prin procese secundare, de esență diagenetică, desfășurate în masa unor calcare, argile sau evaporite; ele sînt controlate chimic și structural. CaCO_3 sau CaSO_4 sînt înlocuite prin opal A (rezultat din solubilizarea feteilor silicioase diseminate în aceste roci), care ulterior trece în opal CT. În zonele de coastă, unde apele dulci se amestecă cu cele sărate, transformarea are loc în etapa cogenetică (fig. 4.76).

Antagonismul de solubilitate a silicei în raport cu carbonații face ca schimburile reciproce între acești compuși să fie frecvente; ele sînt facilitate de schimbarea pH-ului soluției și de gradul de saturație în fiecare compus în parte. Caracterul reversibil al acestor procese explică alternanța silicifizării și calcitizării și își găsește o ilustrare în radiolarite, în care frecvent testurile sînt substituite prin CaCO_3 .

Concentrarea silicei punctiform și în lungul plantelor de stratificație poate avea loc și în etapa mesogenetică, prin substituția treptată, parțială sau totală, a unor bioclaste, alocheme etc., ca urmare a solubilizărilor și reprecipitărilor repetate. De cele mai multe ori, creșterea nodulilor are loc centrifug, din centru către periferie.

Excesul de alcalinitate a soluțiilor interstițiale din calcare favorizează depunerea opalului C-T și grăbește trecerea acestuia în cuarț; ca o alternativă, prezența impurităților argiloase și cationii străini împiedică „maturizarea” (cuarțificarea).



Fig. 4.76. Mecanismul de formare al silicolitelor nodulare în zonele de coastă cu amestec de ape dulci și sărate [15].

Este evident că și procesele petrogenetice care conduc la formarea silicolitelor, în general, sînt complexe și se desfășoară într-o perioadă îndelungată de timp. Aproape în toate cazurile pe care le observăm astăzi diageneza și-a pus amprenta asupra trăsăturilor mineralogice, texturale și structurale, ceea ce face, din nou, dificilă intenția de a reconstitui paleomediul de formare. Se conturează cu mai multă certitudine ideea că în Phanerozoic activitatea biotică a avut un rol considerabil în concentrarea silicei, iar corelările care s-au făcut în multe situații cu rolul vulcanismului au fost exagerate. Extinderea populației de radiolari și diatomee mult în afara „arilor” liniare cu hidrotermalism submarin constituie un important argument în acest sens.

În bazinele actuale, depozitele de siliconite îmbracă forma milurilor cu radiolari și diatomee sau a milurilor cu silicoflagelate, care nu corespund întru totul radiolaritelor, diatomitelor și, respectiv, spongolitelor. Ele sînt sedimente cu caracter pelagic specifice sistemului fondoformelor sau sistemului de șelf. Milurile cu radiolari se întind sub limita CCD, de o parte și alta a rifturilor oceanice, pînă în marginile foselor sau a piemonturilor oceanice în Pacific, Atlantic și Indian. Milurile cu diatomee se grupează spre paralele nordice și sudice și se asociază apelor, în general, reci. Adîncimea acestora nu este restrictivă pentru astfel de depozite.

În cimpurile abisale, sub interfața sediment-apă forajele submarine au interceptat, la adîncimi de ordinul metrilor și zecilor de metri, nivele de silicolite litificate descrise sub denumirile de *chert* sau *flint*.

În sistemul lacustru, milurile cu diatomee sînt singurele depozite care se întind în lacuri cu ape reci (ex. : Lucerna în Elveția, Baikal în U.R.S.S.).

4.5.4. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

În coloanele litologice și în cadrul marilor unități tectostrutturale ale scoarței terestre, ocurențele de silicolite se plasează cu precădere în bazine de rift, asociate cu vulcanoclastite, în zone de margini continentale pasive, asociate cu calcare și argile, sau în cadrul unor sectoare cratonice, în masa calcarelor.

Pentru Precambrian sînt caracteristice unele silicolite lipsite de bioclaste, iar pentru Phanerozoic silicolite stratiforme și nodulare bogate în particule scheletale : la nivelul Paleozoicului (în Ordovician și Carbonifer inferior), la nivelul Mezozoicului (în Triasic mediu, Jurasic superior, Cretacic superior) și în Cainozoic (în Miocen și Pliocen).

Trăsături specifice contextului tectostrutural în care se găsesc prezintă :

— pentru *bazine de rift* : Complexul Franciscan din Cordilierii de Coastă, California ; silicolitele din Apusenii Ligurici, nordul Italiei ; Formațiunea cu ofiolite din Troodos, Cipru ;

— pentru *margini pasive* : depozitele senoniene din regiunea Tethys, Alpii de Est și Carpați ; Formațiunea de Cabbalos, Devonian, Texas ;

— pentru *bazine epicratonice*, silicolitele cainozoice din marginea Platformei Moesice, Dobrogea de Sud.

4.6. FOSFORITE

Roci sedimentare bogate în fosfați sînt rare și se întîlnesc în asociații litologice, fie alături de silicolite și argile, fie de calcare și dolomite. Termenul „fosforit” este atribuit depozitelor care conțin peste 5–6% P_2O_5 sau mai mult de 10% granule fosfatice și acoperă edificii petrografice cu trăsături texturale și structurale foarte diferite (de natură biogenă, clastică sau chimică).

4.6.1. Mineralogie și chimism

În natură se cunosc circa 200 minerale care conțin peste 1% P_2O_5 , dar, practic, în rocile fosfatice cele mai obișnuite varietăți aparțin fosfatului de calciu și, respectiv, unor serii izomorfe ai căror termeni finali sînt: *fluorapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot F$; *clorapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot Cl$; *hidroxipapatit* — $Ca_5(PO_4)_3 \cdot OH$.

Varietățile bogate în $CaCO_3$ și H_2O se numesc *francolit* (o varietate criptocristalină) *podolit* (varietate prismatică), *kurskit* (varietate microcristalină) și *colofan* (varietate colomorfă, mamelonară).

În depozitele actuale se întîlnesc varietăți puțin stabile, cum sînt *whitlockitul* — $Ca_3(PO_4)_2$ și *brushitul* — $CaH(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$. În diversele tipuri de roci în care se concentrează, fosfații se asociază frecvent cu neoformări de glauconit, calcedonie, dolomit, paligorskite, sepiolit și, uneori, zeoliți (clinoptilolit).

O particularitate chimică a fosforitelor, dincolo de conținutul foarte variabil al oxizilor majori (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 etc.), o constituie afinitatea carbonat-fluorapatitului pentru elemente minore și, în special, radioactive și pămînturi rare (Ce, La, U, Th etc.); substituirile izomorfe între aceste elemente sînt frecvente și adesea dependente de chimismul mediului. După Burnett (1977), silica din milurile cu diatomee și fosfați din lungul coastei din Peru și Chile are rolul de a stimula germinarea fosfaților. Conținuturile relativ ridicate în lantanide sporesc interesul care se acordă azi cercetării depozitelor fosfatice (tab. 4.21).

Tabul 4.21. Compoziția chimică a fosforitelor

	Oxizi, % (valori medii)					Elemente minore [ppm]			
	1	2	3	4	5				
CaO	48,9	54,6	51,2	46,8	44	U	50–200 (2 000)	Th	10–56
P_2O_5	33,4	31,2	37,4	32,1	30,4	V	800	La	50–270
CO_2	3,0	5,0	1,7	4,5	2,2	Se	600	Ce	80–372
Na_2O	0,53	0,79	0,20	2,10	0,6	Ti	100–3000	Y	140–767
MgO	0,29	0,43	0,06	0,55	0,1	Cr	7–1 600	Sr	140–540
SiO_2	4,5	1,4	2,9	1,9	11,9	Cu	1–394		
Fe_2O_3	2,12	0,55	2,06	2,19	1,1	Zn	4–345		
si F	3,9	4,1	4,0	2,9	3,1				

1 — Florida; 2 — Maroc; 3 — Senegal; 4 — Sechura-Peru; 5 — Phospharia (S.U.A.)

4.6.2. Caractere petrografice

În rocile în care se concentrează, fosfații alcătuiesc cristalite (cu $d < 0,1 \mu$), *microsforite* (agregate microgranulare, echivalent textural al micritului din rocile carbonatice), granule și claste cu variate structuri și origini; relativ frecvent se concentrează în părțile scheletice ale vertebratelor (oase și dinți) și ale unor nevertebrate (valve de brachiopode, cochilii de crustacei).

Urmind nomenclatura aplicată unor roci carbonatice, Riggs (1979) deosebește pentru fosforitele corpusculare următoarele categorii de constituenți:

a) Componenți *alochemici* — ooide, peloide, intraclaste. Ooidele sînt de culoare brună și au în mod obișnuit nucleu de material clastic și anvelope cu structură concentrică și radiară; indică o energie de bazin mare. Peloidele sînt corpusculi nestructurați, sferoidali sau elipsoidali, cu dimensiuni quasi-egale, care corespund frecvent peletelor fecale; indică o energie de bazin scăzută.

b) Componenți *ortochemici*, individualizați sub forma *microsforitului*, ca matrice sau agregat independent (în miluri fosfatice sau *fosfolitite*). Matricea este alcătuită din fluorcarbonat apatit, criptogranular (300–1 000 Å) și impurități feruginoase, sulfuri, substanță organică și bacterii fosile. Culoarea sa poate varia de la galben-oranj la brun sau chiar negru.

c) Componenți *litochemici*: claste fosfatice provenite prin dezagregarea unor depozite preexistente și transferul lor, pe cale mecanică, într-un bazin de sedimentare.

d) Componenți *metachemici*, rezultați prin transformarea superficială a alochemelor și litochemelor. De obicei, tind să-și piardă limitele și să se identifice cu masa *microsforitică*.

Raportul dintre acești constituenți stă la baza separării principalelor categorii petrografice de fosforite chimice și mecanice (fig. 4.77).

Acumulările fosfatice cu importanță petrogenetică și economică se individualizează în aspecte concreționare și stratiforme.

Formele concreționare — alochemfosfatice — sînt localizate în calcare, argile sau nisipuri și ating dimensiuni de peste 10–15 cm în diametru; forma lor este sferică sau subsferică, au culoarea neagră și suprafață lucioasă. Alochemele au drept nucleu central claste minerale sau biotice, sînt dispersate în masa rocii (fig. 4.78) sau formează aglomerări pe diverse aliniamente; uneori, ele fuzionează formînd o placă fosforitică spongioasă. Depozitele stratiforme nu au aspecte macroscopice particulare; ele se aseamănă cu gresii, calcare sau chiar cu unele silicolite. Culoarea este galben-brună, variabilă. Constituie strate cu grosimi centimetrice sau metrice (uneori pînă la 30 m).

Brechiile de oase ale vertebratelor superioare sînt necimentate sau slab consolidate; deoarece este vorba de depozite mai mult sau mai puțin recente, procesele epigenetice n-au reușit să șteargă aspectele foarte caracteristice ale acestor roci; ele sînt adesea bituminoase. Exemple clasice în Triasicul superior din Anglia („Bone beds”) și în Silurianul din Țara Galilor („Ludlow Bone Beds”). Acumulări de oase de dinosaurieni au fost descoperite recent în bauxitele din Pădurea Craiului, M. Apusenii (Patrulius, Baltreș et al., 1981).

Depozitele de guano sînt recente; ele constituie mase poroase, foarte impure, în care circulația de soluții este foarte dezvoltată. Compoziția mine-

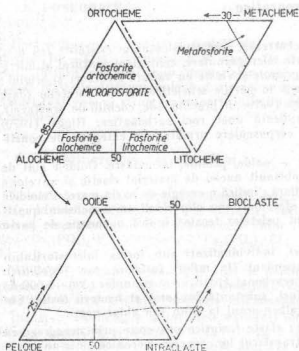


Fig. 4.77. Diagrame ternare pentru clasificarea fosforitelor în funcție de natura corpusculilor fosfatici (criteriul petrografic) [42].



Fig. 4.78. Fosforit alochemic; imagine microscopică.

ralogică constă din fosfați de calciu și amoniu, urați, oxalați etc. Acumulări importante apar în zonele insulare din Pacificul de est („Ocean Island”), Nauru, Banabano, în Indiile de Vest și peștera Cioclovina din România.

Prin aceste caractere petrografice se conturează diversitatea aspectelor structurale — chimice, elastice și biogene — și, astfel, natura lor poligenetică.

4.6.3. Petrogeneză și sisteme depoziționale

Depozite sedimentare fosfatice se întâlnesc în domenii de sedimentare diferite. Dacă acumulările de *guano* și *cheiropteril* sînt proprii mediului continental, insular și/sau spelean și concretizează concentrarea excrementelor fecale ale păsărilor și, respectiv, liliecilor, fosforitele stratiforme — alochemice și litochemice — și cele conereționare constituie depozite în exclusivitate subacvatice și, de regulă, de origine marină. Acumularea fosfaților în acest mediu rezultă prin procese fizico-chimice și biochimice și corespunde unei evoluții „anormale” a proceselor de sedimentare.

Mediile actuale favorabile fosfogenezelor corespund microplatformelor din zone de șelf extern sau din estuare și golfuri plasate la adîncimi cuprinse între 30 și 500 m, în dreptul zonelor de urgență a curenților mării reci, la latitudini de 20–40° nord și sud față de ecuator (fig. 4.79). Acest context natural este foarte favorabil proceselor biotice generatoare de substanță organică, în care se concentrează frecvent, prin procese metabolice,

fosforul. Prezența ei în sedimentul primar apare ca o condiție esențială pentru evoluția ulterioară a proceselor de fosfogeneză și constituie, în bună măsură, un cadru favorabil localizării elementelor radioactive și a lanțurilor.

Mecanisme fosfogenetice. Sursa fosforului, dincolo de proveniența sa în mediul de sedimentare prin descompunerea substanței organice, poate fi căutată în produsele de origine magmatică de pe continent (carbonatite, sienite alcaline) din care, prin alterare și solubilizare, fosforul este transferat în apele marine. Concentrația sa în aceste ape la adâncimi mai mari de 300 m crește concomitent cu presiunea CO_2 și scăderea temperaturii și atinge 0,1 ppm (sau până la 300 mg/m^3 P_2O_5) în dreptul zonelor neritice, unde planctonul este abundent și considerat consumator de fosfor; curenții reci, ascendenți, în curs de încălzire, își reduc conținutul la 1–50 mg/m^3 . Precipitarea pe cale chimică a fosfaților la acest nivel batimetric (80–500 m) și dedesubtul zonei de fotosinteză conduce la formarea fosforitelor primare și are loc sub formă de coloizi și suspensii miloase criptocristaline. Nuclearea fosfaților și acumularea microfosforitului are loc în condițiile unui pH neutru sau slab acid al mediului și se pare că este stimulată atât de prezența unei fracțiuni silicioase în mediul depozitional respectiv, cât și de existența anhidrazel carbonice (care are un rol demonstrat în precipitarea hidroxipatitului).

Descoperirea în microfosforit și unele alocheme a bacteriilor fosile susține acest punct de vedere și deplasează explicarea precipitării fosforului din sferă spre o cale biochimică. Ponderii pe care astăzi ar avea-o astfel de procese în dreptul coastei Peru–Chile și a Africii de SV, unde curenții reci ai Perului și Guineei ajung la suprafață, i se acordă din ce în ce mai puțin credit. Prezența fosfaților aici — considerați sedimente relict — pare mai degrabă legată de procese de remaniere a unor fosforite miocene, decît de „o acumulare primară”. În felul acesta, rolul aproape exclusiv acordat curenților reci ascendenți în geneza fosforitelor se poate considera exagerat.

Separarea fosfaților pe cale chimică și biochimică este inhibată de modificarea pH-ului, de aportul terigen și scăderea densității populației de organisme bentonitice. Multe acumulări fosfatice, în special cele concreționar-nodulare din marne și calcare sau cele din cimentul unor gresii, sînt de natură secundară, diagenetică. Remobilizarea fosforului în sedimentul inițial, prin transferul soluțiilor interstițiale, a metasomatozei diagenetice și a schimbului interionic, este în măsură să conducă la înlocuirea carbonaților și, uneori, a silicei cu colofan și apatit și să șteargă limitele dintre structurile petrografice primare; pseudomorfozele pot fi parțiale sau totale.

Folosind trăsori radioactivi și atacînd o pulbere de CaCO_3 cu o soluție de Na_3PO_4 în prezența NaOH , Ames (1959) a demonstrat experimental posibilitatea de substituție a CaCO_3 prin fosfați în prezența unui mediu alcalin

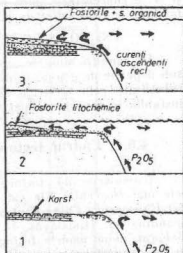
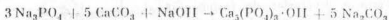


Fig. 4.79. Diferite medii marine favorabile depunerii fosforitelor alochemice și litochemice; reconstituiri pentru depozitele cambriene din Australia (Georgina) [13].

și la o concentrație mică a ionului PO_4^{3-} (<1 ppm). Reacția ideală de desfășurare a unor astfel de procese metasomatice este:



În condiții similare, unele sedimente carbonatice pleistocene situate sub depozite de guano, în diferite Țări din Oceanul Indian au fost parțial substituite prin minerale de tipul whitlockitului și brushitului, varietăți instabile în raport cu apatitul.

4.6.4. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Acumulările de fosforite stratiforme, de regulă alochemice, sînt cele mai frecvente. Ele sînt localizate atît în zone de craton (Platforma Est-Europeană, China centrală), cît și în zona de orogen (Urali, Munții Scandinaviei, Himalaya). În ultimul timp, Cook și McElhinny (1979) au elaborat două modele fosfogenetice — unul spațial și altul temporal —, în care raportează poziția fosforitelor la dinamica plăcilor crustale. Astfel, sînt deosebite fosforite formate în bazine de expansiune de tip Tethys, care au evoluat prin deplasarea treptată a plăcilor crustale spre nord și sud, și fosforite acumulate în bazine de rift tip Atlantic, care au evoluat prin deplasarea plăcilor crustale către est și vest.

În bazinele de tip Tethys, în momente timpurii din evoluția unui „ocean” acumulările de fosfați sînt localizate pe flancurile nordice și sudice ale bazinelor și sînt cuprinse între secvențe evaporitice și secvențe carbonatice (în Maroc, Irak, Turcia).

În bazinele de tip Atlantic, în momente tîrzii ale expansiunii fundului oceanic se acumulează depozite de fosfați pe marginile continentale pasive din estul bazinului (pe coastele vestice), asociate cu secvențe carbonatice și glauconitice (în Africa de Sud, Secura—Peru).

În evoluția geologică a scoarței terestre, momentele favorabile fosfogenezei s-au succedat de cîteva ori în timp și au coincis în linii generale cu momentele de formare a tillitelor și ferilitelor sau cu modificări ale regimului tectonic în care au fost amplasate bazinele respective și, implicit, cu schimbarea cadrului chimic și termic al apelor de fund. Periodicitatea etapelor de fosfogeneză este apreciată de către Cook (1979) la 10^8 ani pentru Precambrian și Paleozoic și la $2,3 \cdot 10^7$ ani pentru Cretacic și Eocen. După Sheldon (1980), crearea condițiilor optime pentru depunerea fosforitelor s-ar realiza în perioadele de tranziție de la oceanele calde din momentele de transgresiune la oceanele reci din momentele de regresiune marină (fig. 4.80). Astfel, reținem ca principale perioade geologice Cambrian-Ordovicianul (fosforitele din Australia și Scandinavia cu o vechime de 450–550 mil. ani), Permianul (formațiunea „Phosphoria”, S.U.A. și cele din Ural — 250 mil. ani), Jurasicul (fosforitele din Mexic — 150 mil. ani), Cretacic sup. — Eocenul (zăcămintele din Maroc, Irak, India, Pakistan — 65 mil. ani) și Miocen-Pliocenul (cu acumulările de margine continentală din Florida și California sau Secura-Peru — 14 mil ani). Față de coordonatele geografice actuale între care sînt create condiții optime de acumulare a fosfaților la 20° – 40° lat. N

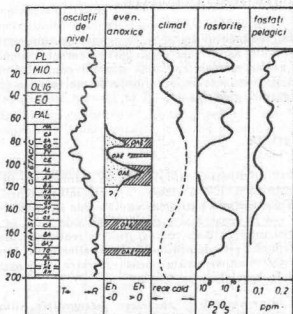


Fig. 4.80. Frecvența fosforitelor în Mezozoic și Cenozoic corelată cu oscilațiile de nivel și modificările climatice din zona bazinului de acumulare [17].

și S, în trecutul Pământului aceste fenomene s-au desfășurat de cele mai multe ori între alte coordonate (paleolatitudini cuprinse între 0° și 50°) (fig. 4.81). Observația este de natură să surprindă diversitatea condițiilor de fosfogeneză și modificarea lor în timp. Lipsa fosforitelor din unele perioade geologice (Devonian, Carbonifer, Triasic) este corelată de către Cook (1979) cu absența și restringerea zonelor de șelf din acele momente și, implicit, cu scăderea „producției” de substanță organică din masa sedimentelor respective.

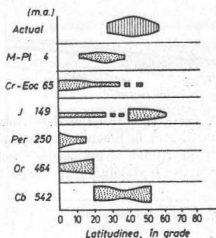


Fig. 4.81. Principalele perioade geologice și intervalele de paleolatitudine în care s-au format fosforitele [13].

4.7. FERILITE ȘI MANGANOLITE

În domeniul sedimentar fierul și manganul se concentrează prin mecanisme diverse și ajung să formeze acumulări cu caracter economic. Afinitățile chimice dintre aceste elemente explică drumul comun pe care-l au la suprafața scoarței și, prin aceasta, similitudinile morfologice și structurale ale depozitelor în care se regăsesc.

4.7.1. Ferilite

Termenul *ferilit* definește toate depozitele sedimentare în care conținutul de Fe_2O_3 depășește 15%. El nu vizează aspecte mineralogice sau structurale și nu derivă dintr-un criteriu petrogenetic. În ciuda frecvenței ridicate pe care elementul Fe o are în scoarță și a posibilității sale de a se fixa în diverse minerale, nașterea unor entități petrografice se realizează mai rar. Unitatea unor astfel de depozite este de ordin chimic și reflectă, de fapt, comportarea Fe^{2+} și Fe^{3+} în partea superioară a crustei terestre, în general, și în mediile de sedimentare, în special.

Compoziție mineralogică și caractere petrografice. Mineralele cu fier care intră în constituția depozitelor sedimentare se grupează în patru „faciesuri” distincte care reflectă particularitățile lor genetice:

- faciesul *oxidic* cu: goethit — $\text{FeO} \cdot \text{OH}$;
magnetit — $\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{FeO}$;
hematit — Fe_2O_3 ;
- faciesul *carbonatic* cu: siderit — FeCO_3 ;
ankerit — $\text{Fe}(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$;
- faciesul *silicatic* cu: chamosit — $(\text{FeMg})_3(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_8 \cdot \text{O}_{20} \cdot \text{OH}_{16}$;
thuringit — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{12}(\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_{20} \cdot \text{OH}_{16}$;
greenalit — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{12}\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot \text{OH}_{16}$;
minnesotait — $(\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot \text{OH}_2$;
stilpnomelan — $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_3\text{Si}_8\text{O}_{24} \cdot \text{OH}_4 \cdot (\text{H}_2\text{O})_{2-4}$;
- faciesul *sulfidic*: pirită — FeS_2 ;
marcasită — FeS_2 ;
hidrotroilit — $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{S}$;
melnikovit — Fe_3S_7 ;
makinawit — Fe_{1-05}S ;
greigit — Fe_3S_4 .

Clasificarea în faciesuri mineralogice are o bază teoretică determinată de distribuția cimpurilor de stabilitate a fierului în funcție de E_h și $p\text{H}$. Limita între două domenii de stabilitate, aparținând la doi compuși moleculari sau două tipuri de ioni în soluție, poate fi stabilită prin ecuația lui Nernst:

$$E_h = E^\circ + \frac{RT}{nF} \ln K,$$

în care:

E_h — este potențialul redox;

E^0 — potențialul reacției sub condiții standard;

R — constanta gazelor universale (0,00198 kcal/grad/mol);

T — temperatura în grade Kelvin;

n — numărul de electroni implicați în reacție;

F — constanta lui Faraday — 23,06 kcal/volt gram echivalent;

$\lg K$ — logaritmul natural al constantei de echilibru a reacției.

Compoziția chimică a acestor depozite reflectă întotdeauna faciesul mineralogic dominant și tipul petrografic care-l găzduiește (fig. 4.82 și tab. 4.22).

Tabelul 4.22. Compoziția chimică medie a feritelor

	Facies oxidic	Facies silatic	Facies carbonatic	Facies sulfidic
Fe	37,80	26,5	21,23	20,0
FeO	2,10	28,9	22,22	2,35
Fe ₂ O ₃	51,69	5,6	5,47	—
FeS ₂	—	—	—	38,70
SiO ₂	42,89	50,7	48,72	36,67
Al ₂ O ₃	0,42	0,4	0,15	6,90
Mn	0,3	0,4	0,5	0,001
CaO	0,1	0,1	4,60	0,13
MgO	—	4,2	0,81	0,65
CO ₂	—	5,1	14,10	—
C	—	—	—	7,60
H ₂ O	0,43	5,2	2,67	1,25

Depozitele de *oxizi* și *hidroxizi* au caracter primar sau pot reprezenta îmbogățiri secundare. Ele au conținutul cel mai ridicat de fier și constituie, de aceea, acumulările cele mai căutate. Se asociază cu calcare, gresii cuarțoase, fosforite și îmbracă aspecte stratiforme și concreționare. În cazul în care sînt de natură reziduală (reprezentînd laterite feruginoase), depozitele de oxizi și hidroxizi alcătuiesc mase poroase, vacuolare, impure, uneori foarte silicioase.

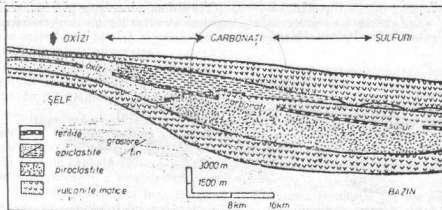


Fig. 4.82. Asocierea oxizilor, carbonaților și sulfurilor de fier cu diferite tipuri de roci sedimentare și distribuția lor în zona de șelf și în bazin deschis [13].

Depozitele de *carbonați* sint frecvent asociate cu argile; sideritul, în aspecte criptocristaline, fibroradiate sau macrogranulare, poate forma concrețiuni în masa acestora, sau alteleori, depozite masive: roci de culoare cenușie sau brună în lentile sau strate cu grosimi decimetrice. De foarte multe ori, alcătuirea mineralogică este dominată de prezența termenilor din seria izomorfă a ankeritelor; astfel de roci constituie așa-numitele „minereuri sărace în fier”.

Depozitele de *sulfuri* apar numai cu caracter excepțional ca strate cu grosimi centimetrice, alcătuite exclusiv din sulfuri. În foarte multe roci, pirită apare diseminată. Argilele negre constituie principala rocă cu pirită, deși aceasta poate să apară în cele mai variate depozite în care substanța organică a creat un mediu reductor.

Depozitele de *silicați* sint, de asemenea, în multe cazuri, oolitice, dar apar și ca mase stratificate. Silicații sint totdeauna asociați cu oxizi și hidroxi, iar uneori cu carbonați. Chamositul este comun în oolite feruginoase, iar minnesotaitul în depozite sedimentare slab metamorfizate.

Din punct de vedere structural, depozitele sedimentare feruginoase îmbracă trei aspecte distincte (fig. 4.83):

- acumulări stratiforme sau „taconite”;
- acumulări corpusculare sau „minette”;
- acumulări masive, neregulate, în scoarțe de alterare sau „pălării de fier”.

Depozitele stratificate sau *taconitele* caracterizează formațiuni precambriene, azi metamorfizate, și se constituie, la rîndul lor, în două tipuri clasice:

- 1) tipul Algoma — formațiune mixtă, vulcano-sedimentară;
- 2) tipul „Lacul Superior”, asociat cu roci carbonatice și cuarțoase.

În aceste depozite se individualizează aspecte petrografice variate, adesea impuse de transformările diagenetice și metamorfice care au afectat constituenții primari. Agregatelor masive, microcristaline, în care compuzii fierului („fier-micrite” din siderit sau silicați) se asociază cu o matrice cuarțoasă, li se adaugă agregatele bogate în alocheme (peloide sau intraclaste hematitice) adesea recrystalizate. Grosimea nivelelor feruginoase din asociațiile de roci în care se găsesc poate fi foarte variabilă (de ordinul mm, cm sau chiar al metrilor — pînă la 10–15) și reflectă intensitatea proceselor petrogenetice. Repetarea constantă a acestor nivele imprimă structurilor un caracter ritmic (ex. formațiunea Palazu Mare).

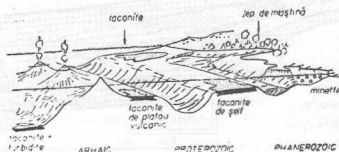


Fig. 4.83. Domeniile de acumulare a taconitelor și minetelor corelate cu vîrsta principalelor depozite [17].

Depozite corpusculare, alochemice, sau *minette* se întâlnesc în formațiuni mai tinere, fanerozoice (de regulă, jurasice și paleogene). Față de tăcările se caracterizează prin abundența structurilor ooidice și, în general, prin conservarea particularităților depozitionale. Din punct de vedere mineralogic, pot fi bogate în hematit-goethit, chamosit și, ocazional, din siderit; ele sunt lipsite de magnetit și minnesotait; chimismul lor reflectă o înăscărire în SiO_2 și o îmbogățire în Al_2O_3 . Corpusculii feruginoși sunt oolite sferice sau applatizate, cu structură concentrică, adesea lipsite de nuclei centrali. Liantul este sideritic (o matrice), chamositic sau calcitic-sparitic (un ciment) (fig. 4.84). Transformările diagenetice sunt complexe: chamositul din păturile exterioare trece în goethit, iar cel din interior în caolinit (ex. Doggerul din Platf. Moesică (Vinogradov, 1986) și Eocenul de la Căpușul Mic, Baz. Transilvaniei).



Fig. 4.84. Minette; imagine microscopică.

Pălăriile de fier sunt zone de concentrare a compușilor de fier prin procese de oxidare avansată, în mediul subaerian, a rocilor preexistente. Grosimea lor, de ordinul metrilor și al zecilor de metri, este condiționată de foarte mulți factori: petrografici, microtectonici, structurali, hidrogeologici, climatici etc. (ex. Zona Teliuc, Poiana Ruscă).

Sedimente actuale. În mări și oceane, conținutul în fier al sedimentelor este departe de a se ridica la valori care să permită acordarea atributului de „depozit feruginos” sau ferilit acumulărilor sedimentare din ariile tidale, zonele de șelf situate în climat continental sau din bazinele cu circulație restrictivă (tip euxinic) în care, de obicei, s-au remarcat conținuturi mai ridicate în acest element. Nici argilele roșii din cimpurile abisale ale oceanelor, în ciuda colorației lor și a conținutului de fier mai mare de 8%, nu pot fi considerate depozite feruginoase. În sedimentele actuale, numai unele zone cu concrețiuni manganoase pot prezenta interes pentru conținutul ridicat de fier. Distribuția fierului în diverse sedimente urmează câteva tendințe generale:

- de creștere în sedimentele din largul oceanului, comparativ cu cele din apropierea țărmului;
- de îmbogățire în fier (de la 7—16%) pe măsura creșterii conținutului de carbonați din unele miluri organogene, constatare ce a permis o corelație între activitatea biotică și posibilitatea de reținere a fierului în testurile carbonatice ale viețuitoarelor;
- de precipitare a unor coloizi de fier în vecinătatea ariilor cu activitate vulcanică submarină sau în depresiuni submarine dispuse în lungul unor zone de rift (Marea Roșie, I-le Kurile).

Petrogeneză și paleomedii. Diversitatea petrografică a ferilitelor face ca problema originii lor să nu poată fi rezolvată prin aplicarea unui singur model, chiar dacă la alcătuirea sa întrebările care se ridică au același conținut: unde trebuie căutată sursa pentru Fe? Cum a fost transportat fierul? Pe ce cale și în ce medii a avut loc precipitarea sa?

Teoriile variate care încearcă să explice originea ferilitelor privesc aceste depozite în contextul lor natural — ca termeni ai unor asociații litologice — și oferă modele plauzibile pentru reconstituirea cadrului geologic general în care ele au fost acumulate.

1. După Drever (1974), geneza taconitelor trebuie privită ca o succesiune de procese chimice și biochimice complexe care au concurat la concentrarea fierului în bazine, de regulă marine, la adâncimi limitate (pînă la 200 – 300 m) și întodeauna într-un mediu oxigenat. Sursele de metal pot fi diferite: el ajunge în mediul marin sub formă de suspensii terigene bogate în Fe^{3+} sau Fe^{2+} sau, prin rețeaua hidrografică continentală, poate fi transportat sub formă de hidrosoli, soluții ale sărurilor acizilor organici, și adsorbit de coloizi organici (pînă la o concentrație de 7 ppm); de asemenea, atingerea concentrației necesară condiției de precipitare, în apele marine, se poate realiza prin activitatea vulcanică submarină din lungul zonelor de expansiune a fundului oceanic (fig. 4.85).

Solubilizarea ridicată a ionilor de Fe^{2+} în mediu anoxic asigură în multe bazine concentrarea acestui element sub adâncimea de 200 m, de unde, într-un sistem hidrologic activ, caracterizat prin curenți ascendenți, putea migra spre platformele continentale bine aerate, unde este îndeplinită condiția de oxidare a Fe^{2+} și precipitarea Fe^{3+} ; procesul de oxidare, fiind însoțit de eliberare de hidrogen, inhibă precipitarea CaCO_3 (ceea ce poate explica lipsa frecventă a secvențelor carbonatice din masa depozitelor ferilitice); în aceste medii morfologia corpușurilor ferilitice (oide, peloide fier-micritice) prezintă multe asemănări cu a celor carbonatici.

„Producția” de substanță organică din aceste medii condiționează în cele din urmă natura faciesului mineralogic. Astfel, cînd :

$\text{Fe}^{3+} >$ substanță organică (C) precipită magnetit ;

$\text{Fe}^{3+} <$ substanță organică (C) precipită siderit ;

$\text{Fe}^{3+} \approx$ substanță organică (C) precipită silicați.

Formele de fier-micrite și asocierile lor cu silicolite sînt proprii mediilor neritice cu energie de bazin redusă, iar formele corpușulare, alochemice, sînt specifice mediilor subtidale, cu energie de bazin mai ridicată. Stratificația ritmică a taconitelor și, deci, caracterul ciclic al taconitelor, își găsesc o explicație în fluctuațiile sezoniere ale PO_2 , PCO_2 și ale aportului de material terigen; asocierile fierului cu siliciul este privită ca o expresie a lipsei organismelor silicioase din mediul în care se puteau concentra simultan aceste elemente și, în aceste condiții, puteau migra spre locurile de depunere.

2. Explicarea formării oizelor feruginoase în depozitele de minette este dificilă întrucît un astfel de proces nu-și găsește un corespondent în sedimentarea actuală, iar mecanismul de formare a oizelor carbonatice nu poate fi aplicat în întregime și nu poate fundamenta originea minettelor.

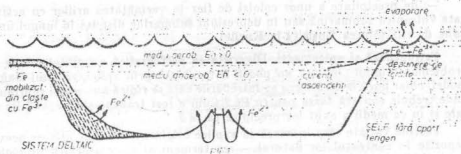


Fig. 4.85. Sursa fierului în bazinele marine și condițiile fizico-chimice de depunere a ferilitelor [39].

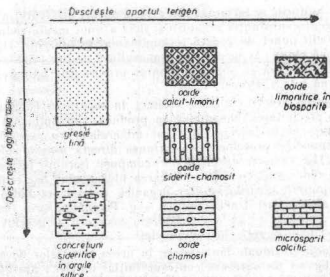


Fig. 4.86. Natura mineralogică a ooidelor feruginoase și formarea lor ca o funcție a aportului terigen și energiei de bazin [34].

B. Maynard (1979), pe baza unor studii anterioare, consideră următoarele căi posibile de apariție a ooidelor feruginoase (fig. 4.86).

a) ca produse depozitionale, prin precipitare chimică, în ape marine agitate, în jurul unor claste, la adâncimi relativ mici, cînd se pot forma corpușculi goethitici;

b) ca produse postdepozitionale, prin procese de diferențiere diagenetică în mlurii acumulate în ape liniștite, în care ar putea crește sub formă de microconcrețiuni și, ulterior, transportate de curenți în dreptul unor bare de nisip sau prin agradarea caolinitului în prezența Fe^{2+} care generează chamosit (Knox, 1970);

c) ca produse de remaniere, prin erodarea unor ooide și pisoide vadoase din scoarța de alterare și redepunerea lor pe un șelf marin (Nahon, 1980).

Estimările din ultimii ani privind rata de acumulare a ferilitelor stratificate și a celor corpusculare, vis-a-vis de rezervele de fier din cîteva zăcămintele clasice permit aprecierea unor valori de $2 \cdot 10^{13}$ g/an (de ex. zăcămintul Hamersley, tip Lacul Superior) și, respectiv, 10^8 kg/an (pentru zăcămintul Kerci, tip minette). În ambele situații se ridică întrebarea dacă sursele presupuse de fier ar fi capabile să alimenteze o astfel de rată de depunere și din acest punct de vedere se conturează unele neconcordanțe. Astfel, Holland a calculat că la o concentrație (maximă) în Fe^{2+} a apelor fluviale de 7 ppm ar fi fost necesare riuri cu de 5 ori debitul lui Mississippi, iar în legătură cu sursele vulcanice apreciază că la unul din cei mai activi și productivi vulcani de pe Glob — vulcanul Ebeko din Insulele Kurile — „emanațiile” de fier ating doar $1,8 \cdot 10^{10}$ g/an, ceea ce nu reprezintă valori și situații care să poată explica acumularea unor ferilite cu rezerve așa de mari ca cele din regiunea Marilor Lacuri sau din sudul U.R.S.S.

Formarea carbonaților are loc în medii sărace în oxigen din soluții marine sau lacustre bogate în bicarbonați prin modificări de presiune, temperatură

pH, Eh etc. Sulfurile se formează din diverse săruri dizolvate în soluții naturale, în prezența substanței organice și deci a unui mediu reducător. Pirita este stabilă din punct de vedere termodinamic în prezența H_2S și se formează în două etape: la început ca monosulfură de fier (makinawit, greigit) care apoi reacționează cu sulful elementar produs prin oxidarea anorganică sau bacteriană a H_2S (Berner, 1970).

Organismele intervin în mod indirect în separarea compușilor de fier din soluții; precipitarea biologică se produce sub influența bacteriilor, care pot interveni în formarea tuturor mineralelor cu excepția silicaților. Prin descompunerea proteinelor și acțiunea directă asupra sulfului, bacteriile produc H_2S care, reacționând cu compușii fierului, formează sulfuri; alte bacterii reduc sulfatii. În precipitarea hidroxizilor bacteriile pot interveni descompunând sărurile acizilor organici, precipitând hidroxizii de fier din soluțiile altor săruri. Unele moluște — *g. Polyplacophora*, *Patella vulgata*, *Nomacopella dalliana* — au o dentiție din magnetit și goethit considerată a se fi format prin secrete în timpul vieții.

Formațiunile reziduale iau naștere în urma proceselor de alterare lateritică a rocilor cu un oarecare conținut inițial de fier; așa-numitele *terra rossa* și lateritele feruginoase sînt asociații de hidroxizi de fier și aluminiu.

Depozitele paludale au compoziție mineralogică variabilă și conțin multe impurități; materialul argilos și carbonatic este foarte frecvent. Formarea lor are loc din soluții bogate în acizi humici, prin separarea ca hidrogel sau carbonat sub acțiunea dioxidului de carbon; activitatea bacteriană poate interveni și ea.

4.7.2. Manganolite

În domeniul sedimentar manganul se concentrează în condiții foarte diferite și, adesea, în cantități exploatabile ce conferă depozitului respectiv caracterul de zăcămint. Principalele ocurențe mineralogice îmbracă forma oxizilor și hidroxizilor reflectînd prin aceasta marea afinitate a manganului față de oxigen. Manganolite — prin similitudine cu ferilita — pot fi considerate depozitele cu mai mult de 15% MnO_2 , în care compușii acestuia îmbracă forme concreționare, nodulare, de cruste, plăci, lamine etc. Asocierea lor cu mlurii roșii și argile, cu silicite și, mai rar, cu fosforite, constituie o expresie a cadrului geologic variat în care pot apărea. Expedițiile oceanografice din ultimele două decade au scos la lumină „noduli de mangan”, deschizînd seria unor cercetări noi vizînd prospectarea, explorarea și posibila exploatare a sedimentelor care-i găzduiesc. Interesul studiilor lor rezidă însă și din semnificațiile sedimentologice ale morfologiei și chimismului lor, ale ratei de acumulare și poziției „nodulilor” în ansamblul tectostruktural și batimetric al unui bazin de sedimentare.

Mineralogie și chimism. În ciuda diversității condițiilor de mediu în care se formează depozitele manganoase de origine sedimentară, compoziția lor mineralogică este uniformă și exprimă — față de cele feruginoase — stabilitatea manganului în prezența oxigenului și legarea sa sub formă de oxizi, hidroxizi și carbonați; silicații și sulfurile de mangan nu sînt compuși specfici domeniului exogen (tab. 4.23). Compușii manganului sînt însoțiți de oxizi și hidroxizi de fier (goethit, hematit), zeolit (phyllosit), minerale argiloase (montmorillonit) și uneori calcedonie și fosfați.

Tabelul 4.23. Mineralogia manganolitelor

Clasa	Mineralul principal	Formula	Minerale în asociație
Oxizi și Hidroxizi	birnessit ramsdellit piroluzit braunite manganit todorokit (manganit) vernadit psilomelan (rancit și criptomelan)	$(\text{CaNa})(\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{4+})_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ MnO_2 $\beta\text{-MnO}_2$ Mn_2O_3 $\gamma\text{-Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{OH}$ $\text{MnO}_2 \cdot \text{Mn}(\text{OH})_2$	goethit montmorillonit calcedonie calcedonie hematit
		$\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	siderit
Carbonați	rodocrozit	$\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot (\text{O}, \text{OH})_x$ (Ba, K, Mn, CO_2) MnCO_3	spatit phillipsit

În manganolitele vechi, piroluzitul, psilomelanul, manganitul și rodokrozitul sînt mineralele cele mai frecvente, iar în nodulii actuali, birnessitul și todorokitul apar ca minerale mai stabile și se concentrează în sedimentele marine acumulate la adîncimi mai mici de 3 500 m și, respectiv, peste 3 500 m.

Concentrația în metal a manganolitelor este și ea foarte variabilă și poate constitui, în corelație cu alte informații, un indicator de paleomediul. Astfel, raportul Mn/Fe este citat ca semnificativ pentru a putea face distincția între manganolitele de mare adîncă (Mn/Fe între 2 și 60) și cele de apă puțin adîncă (Mn/Fe sub 1). Tendința de scădere a raportului, în acest sens, poate sugera și apropierea de „sursa continentală” a metalului (fig. 4.87). În depozitele vechi din ariile continentale, cunoașterea acestui raport va permite o primă corelație cu sedimentele actuale și deci o informație despre paleomediul în care s-au acumulat.

Interesul crescînd care se acordă „nodulilor” din sedimentele marine actuale vizează și conținutul lor în microelemente, foarte variat (Co, Ni, Cu, Pb etc.) și de multe ori, apreciabil din punct de vedere cantitativ (de aceea, mai corect denumiți *noduli polimetaliici*) (tab. 4.24). Mai mult decît atît, studiile recente au sesizat conținuturi mai ridicate de Co și Pb în birnessit și de Ni și Cu în todorokit. Pentru nodulii din sedimentele de mare adîncă pot fi considerate semnificative și conținuturile de pămînturi rare (Th, Tl); C organic este semnalat ca element mai frecvent în depozitele de apă puțin adîncă.

Prin prisma compoziției și chimismului manganolitelor actuale, cercetarea și reevaluarea vechilor depozite capătă noi valențe.

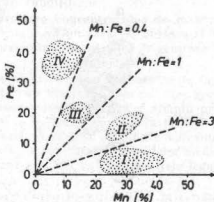


Fig. 4.87. Raportul dintre conținutul de Mn și conținutul de Fe din noduli recoletați din ape adînci Oc. Pacific (II) și Oc. Atlantic (III), din ape puțin adînci — M. Baltică (III) — și golfuri din zone de seef (I), din lacuri (IV) [63].

Caractere petrografice și asociații litologice. Compușii minerali ai manganului se individualizează sub foarte diverse forme: noduli și concrețiuni cu aspecte sferoidale, ovoidale, discoidale, cilindrice, ca lumpuri, inele, plăci, cruste sau impregnații și agregate masive în lamine și strate cu tendință lenticulară. Pentru noduli din Oc. Pacific (zona Clarion-Clyperton) Szobotka (1986) a pus în evidență multe din aceste categorii morfometrice și a sesizat diferențe morfoscopice între „top”-ul lor suprafață netedă și licioasă — și „bază” — rugoasă (fig. 4.88).

Noduli au dimensiuni medii de 2–6 cm în diametru, dar pot atinge în cazuri de excepție și valori de zeci de centimetri. Structura lor internă este uneori masivă, compactă, iar alteori concentrică, colomorfă și/sau cristalină, cu anvelope de diferite compoziții (invelisuri cu Mn, Mu și Fe, Fe, minerale argiloase) și limite netede sau erozionale; anvelopele acoperă unul sau mai mulți nuclei (vulcanoclaste, palagonit, clorite terigene, argiloase, bioclaste etc.). Prezența suprafețelor erozionale pe invelisurile interne constituie o dovadă a remanerii intrabazinale a nodulilor și deci a creșterii lor intermitente. Formele alungite repauzează cu axa lor mare paralelă cu suprafața sedimentului.

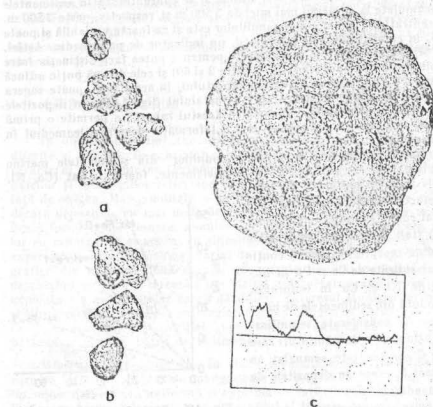


Fig. 4.88. Morfologia unor noduli de mangan recoltați din apele adânci ale Oc. Pacific (a) și din apele puțin adânci ale M. Baltice (b); structură concentrică într-un nodul de Mn recoltat din Oc. Pacific (c) și variația conținutului de Ni redată de analiza cu microsonda electronică (după Szobotka).

Nodulii se asociază cu mihrurile roșii abisale, cu mihrurile cu globigerine, cu mihrurile cu radiolari, atingând, la suprafața acestora, o densitate medie de 1-9 kg/m². Stratele bogate în hidroxizi și oxizi de mangan au grosime variabilă, în medie între 0,20 și 0,50 m, rar 2-3 m. Ele prezintă suprafețe nete și/sau ondulate și tendința de a se efila pe direcție. Agregatele minerale au aspect masiv, vacuolar sau spongios, cu testuri de la criptocristalin la mediu și larg cristalizat. În formațiunile vechi în care se întîlnesc, manganolitele alternează cu argile, nisipuri glauconitice, calcare roșii, radiolarite, marne silicioase, argile fosfatice; în depozitele epiclastice, compuși de mangan pot forma cimentul rocilor; formele pisolitice sînt mai rare. În depozitele mai vechi, datorită diagenezei avansate, formele nodulare tind să se șteargă datorită proceselor de recristalizare și deshidratare a compușilor de mangan.

Petrogeneză și medii de sedimentare. Dacă pînă la intensificarea cercetărilor privind „nodulii polimetaliici” (anii '60), geneza manganolitelor era discutată în consens, perioada care a urmat s-a caracterizat, din acest punct de vedere, prin diversitate de opinii și controverse. Această tendință reflectă cauzele și căile foarte diferite prin care compușii manganului se pot concentra la suprafața scoarței și, de aceea, petrogeneza manganolitelor nu are și nu poate avea un model unic. Ca și în cazul altor asociații litologice, formarea și acumularea depozitelor sedimentare manganice se realizează în mai multe domenii de sedimentare, pe cale chimică și biochimică, astfel:

- În domeniul marin și oceanic, în zone batiale și abisale, în care se concentrează cca 90% din nodulii formați în mediul subacvatic; apar în cimpii abisale, în zone de elevație din vecinătatea unor fracturi, flancurile dorsalelor medio-oceanice, zone de piemont oceanic;

- în mediul de apă puțin adîncă, în facies marin, în zona neritică (pe șelfurile mărilor marginale, epicontinentale sau în golfuri).

- În domeniul continental, în zone lacustre și paludale, în scoarțele de alterare și în soluri (ca produse reziduale).

Similitudinile petrografice ale depozitelor vechi din ariile continentale cu depozitele actuale fac posibilă presupunerea că în momentele respective și acestea din urmă s-au format în aceleași condiții.

Cu excepția produselor reziduale, formarea concentrațiilor de mangan în toate celelalte domenii de sedimentare îmbracă un caracter antigen și ridică deci problema sursei și modului de precipitare, a ratei lor de creștere în raport cu sedimentele subiacente etc.

Sursa manganului. Intrarea manganului în circuitul sedimentar se face pe două căi: 1) din rocile preexistente, în urma dizolvării sale de către apele de circulație (soluții interstițiale, rețea hidrografică) sau pur și simplu prin antrenarea mecanică a fracțiunii terigene cu conținut de Mn, în mediul de sedimentare în care urmează a fi solubilizat și 2) prin activitate vulcanică subacvatică, aport de soluții hidrotermale în vecinătatea dorsalelor medio-oceanice și a fracturilor crustale submarine sau din vulcanoclastitele legate de erupțiile din aceste zone (fig. 4.89).

Solubilizarea manganului, adesea simultan cu fierul, se face în condiții reducătoare, în prezența și sub influența substanței organice, la un pH = 5,5-7,5. Migrarea sa are loc sub formă de soluții de bicarbonați $Mn(HCO_3)_2$ și de complexe coloidale organo-minerale.

Precipitarea compușilor de Mn are loc în condițiile unui pH ridicat (mai mare de 8) și întotdeauna solicită un mediu oxigenat (potențial redox pozitiv,

Tabelul 4.24. Chimismul, rata de creștere și vîrsta nodurilor de Mn sedimentați în diverse medii naturale

Depozite actuale	Chimism							Rata de cre- ștere, mm/1 000 ani	Răspîndire
	Mn % max. % med.	Fe, %	Mn : Fe	Co	Ni	Cu	Alte elemente		
	[ppm]							vîrsta	
Depozite de mare adîncime (peste 2 000 m)	$\frac{67}{18-25}$	20	60 (15-25)	5 000	5 000	500	Th Tl P Zn (500) Pb (1 000)	$\frac{0,01-60}{0,7-3,4 \text{ mil. ani}}$	Oc. Pacific Oc. Atlantic Oc. Indian
Depozite de mare puțin adîncă (50-300 m)	$\frac{33}{12,2}$	10	0,65	50	50	50	Mo P C. org.	$\frac{1,3-300}{12 \text{ 000 ani}}$	M. Barents M. Kara M. Albă M. Baltică Gulful Maine
Depozite lacustre (10-100 m)	$\frac{36}{5-8}$	15	0,50	200	200	600	P (1 600) C. org.	$\frac{1-350}{10 \text{ 000 ani}}$	Lacul Ontario L. Ladoga L. Onega L. Baical

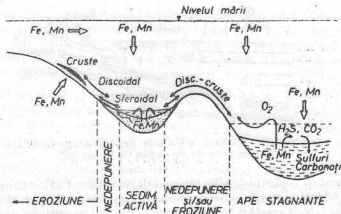
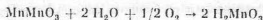


Fig. 4.89. Reprezentarea schematică a surselor posibile de Mn și a corelației dintre formele de relief subacvatic și morfologia nodurilor precipitați [63].

$Eh = +400 - +600$ mv) (fig. 4.90). Schema ipotetică de depunere a acestora cuprinde o serie de reacții succesive :



în care $X = Fe^{3+}$ sau alți cationi metalici care substituie manganul.

Rata de oxidare a Mn în timpul precipitării din soluții crește cu ridicarea pH-ului și descrește cu prezența HCO_3^- și SO_4^{2-} .

Nucleerea manganului are loc prin autocataliză în dreptul unor „bariere” geochemice cu suprafețe active, și de multe ori, sub influența unor factori bacterieni. În mediul marin puternic electro-litic Fe se poate separa înaintea Mn (în zonele de șelf, sub formă de oioide), iar în cel dulceol, paludal (fig. 4.91), precipitarea poate fi simultană. Viteza de creștere, morfologia nodurilor și poziția lor în bazinul de sedimentare sint controlate, în acest context chimic de alți factori naturali. Astfel, dezvoltarea nodurilor are loc în momente în care sedimentarea terigenă sau carbonatică lipsește sau este foarte lentă ; în aceste condiții apar forme discoidale, sferoidale, iar rata de creștere a lor este mai mică în apele adinci (0,01–0,11 mm/1 000 ani) și mai mare în apele puțin adinci (1–300 mm/1 000 ani), în lacuri și zone de șelf ; ea variază invers

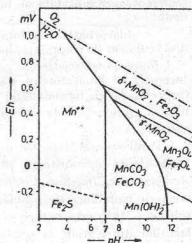


Fig. 4.90. Domeniile de stabilitate a compuşilor de Mn și Fe în funcție de potențialul redox (Eh) și alcalinitatea (pH-ul) mediului de depunere (marin) [63].

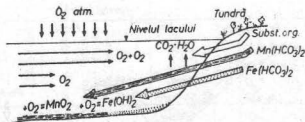


Fig. 4.91. Originea metalelor pentru acumularea depozitelor de Fe și Mn în lacuri [63].

proporțional cu raportul Mn/Fe din noduli (vezi tab. 4.21). Atunci când aportul terigen tinde să crească, simetria nodulilor se pierde și apar forme neregulate sau botrioidale. Cercetări detaliate au sesizat și modificări în structura lor internă după cum sînt localizați pe pantă (polinucleici) sau pe platouri submarine (mononucleici). În fine, rolul diagenzei ca o alternativă în multe situații este invocat pentru a explica „creșterea” nodulilor din sediment și la suprafața acestuia prin remobilizarea ascendentă a soluțiilor interstițiale bogate în Mn^{2+} .

Paradoxul care a intrigat multă vreme lumea geologică a plecat de la poziția acestor noduli aproape întotdeauna pe suprafața mlurilor și a căror viteză de acumulare (1–4 mm/1 000 ani) se consideră mult mai mare decît cea a nodulilor. Astăzi se știe că formarea concrețiunilor este polifazică, neregulată, cu pauze și, de aceea, viteza de creștere raportată la dimensiunile lor nu poate reflecta o realitate. Factorii responsabili de menținerea sau aducerea nodulilor la interfața sediment-apă sînt considerați:

- eroziunea diferențială a sedimentelor din jur;
- remobilizarea diagenetică timpurie a Mn prin soluțiile interstițiale reducătoare, în prezența substanței organice și migrarea lor ascendentă prin sediment, spre suprafața sa, în mediul oxidant, pentru a declanșa aici creșterea nodulilor;
- „bioturbația” sau rolul „infaunei” în antrenarea și scoaterea nodulilor din sediment la suprafața lui.

Rolul organismelor în petrogenza manganolitelor. Cercetări recente și încercări de laborator au scos în evidență rolul pe care unele organisme (bacterii, fungi, foraminifere) și activitatea vitală în general (prin metabolism și „producție” de substanță organică) le-ar avea în petrogenza manganolitelor.

Pentru unele depozite din soluri, medii paludale și lacustre sau chiar marine este demonstrată participarea bacteriilor de tipul *Arthrobacter*, *Acromobacter*, *Bacillus*, *Vibrio* etc. la oxidarea Mn^{2+} în Mn^{4+} și stimularea creșterii nodulilor. De asemenea, *Bacillus circulans* antrenează trecerea în soluție a Mn^{4+} prin reducerea sa la Mn^{2+} și participă, astfel, în sedimentele lacurilor din Karelia la redistribuirea lui în sediment. *G. Saccorhiza* — un foraminifer bentonic — se pare că are un rol în construirea „rețelei” sau a „cadrului” pe care vor crește în continuare nodulii, tot așa cum unele bacterii filamentoase sînt considerate responsabile pentru generarea de structuri stromatolitice manganoase (ca cele din nodulii din platoul Blake-Mounty).

Nu este încă clar în toate cazurile dacă structurile observate au fost tapitate cu mangan, prin procese depoziționale biotice (bioscereții) sau prin procese postdepoziționale, chimice (o formă de metasomatoză diagenetică). Oricum, rolul substanței organice în mobilizarea Mn și, adesea, în concentrarea microelementelor deja enumerate este un fapt demonstrat.

Cadrul regional și eronostratigrafie. Suprafețele de pe Glob în care se concentrează diversele forme ale compuşilor de mangan sînt considerabile: 230 mil. km² în mări și oceane și 50 mil. km² pe continente, iar rezervele potențiale de metal — numai în noduli — pot fi considerate excepționale: 350·10⁹ tone.

În sedimentele actuale, nodulii polimetalici sînt asociați cu argilele roșii abisale din cuvertura sedimentară a crustelor oceanice și au o vîrstă apreciată prin paleomagnetism la 0,7–3,4 mil. ani. Sînt bine cunoscute în Oceanul Pacific (zona „Cornul de aur”, între faliile Clarion și Cliperton, în lungul faliei Mendocino și pe flancurile dorsalei est-pacifice), în Oceanul Atlantic (în vecinătatea dorsalei medio-oceanice și în estul coastei americane, în zona Mării Sargaseilor), în Oceanul Indian (dorsala Karlsberg și zona central-sudică) (fig. 4.92).

În zonele neritice ale mărilor marginale se concentrează în mările Barents, Kara, Albă și Baltică și în golfurile Maine (Oceanul Atlantic) și Loch Fyne (Scoția).

În lacurile de pe continentul american (Ontario) sau euro-asiatic (Ladoga, Onega, Baikal), au fost recoltați noduli de la adîncimi de pînă la 100 m și cu un conținut mai ridicat de C organic.

Depozite reziduale formate prin alterarea supergenă a rocilor bazice și calcarelor în condițiile unui climat cald și umed se găsesc în Brazilia, Gabon, Ghana.

În depozite vechi se întîlneau în zone de eraton (în formațiuni precambriene metamorfizate) și în zone de orogen (de la Cambrian la Pliocen), în regiuni considerate a fi reprezentat medii de sedimentare foarte diferite. Subducția

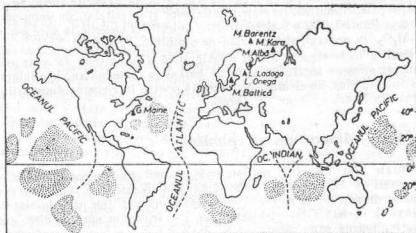


Fig. 4.92. Principale zone cu ocurențe actuale de noduli de Mn în Oc. Pacific, Oc. Atlantic și Oc. Indian; în arile continentale este indicată și poziția unor depozite vechi de Mn comentate în text: 1 — Gossau, Alpi, 2 — Timor, 3 — Troodos-Cipru, 4 — Sicilia, 5 — Dillon (SUA), 6 — Nicolopol și Claturi (URSS), 7 — Utah (SUA) (63).

crustelor oceanice pe care s-ar fi format în trecut depozite de mare adîncă a făcut imposibilă conservarea lor. Din acest motiv, din categoria acestor depozite s-au păstrat doar cele acumulate în zonele de coliziune continent-continent și arc insular-continent.

Astfel, depozitele manganoase stratiforme și nodulare asociate cu silicolite și argile de vîrstă cretacică, din insula Troodos, Cipru, se consideră a aparține unei cuverturi sedimentare acumulată pe crustă oceanică și obdusă pe continent. Tot depozite de mare adîncă se consideră depozitele vulcanosedimentare eocene din Pen. Florida — S.U.A. și flișul Numidian (Miocen) cu depozite manganoase din Sicilia.

Depozite de apă puțin adîncă sînt considerate concentrațiile de todorokit din argilele fosfatice și gresiile argiloase ale formațiunii Dillon-Permian (S.U.A.) și acumulările exploatabile de piroluzit și psilomelan din argilele și marnele glauconitice oligocene de la Nikopol și Ciaturi (U.R.S.S.). Formațiunea Summermerville (argile cu mangan, Utah — S.U.A.) de vîrstă jurasică pare a reprezenta un complex litologic similar cu cele lacustre de azi.

4.8. ALITE

Alături de silicolite și ferilite, *alitele*, ca roci sedimentare, reprezintă o entitate petrografică separată pe criteriul chimic. Astfel, termenul este atribuit depozitelor în care raportul $Al_2O_3/SiO_2 > 2,3$ și care din punct de vedere petrografic corespunde lateritelor și bauxitelor (termenul *bauxit* a fost introdus de Berthier în 1821 pentru a desemna rocile bogate în aluminiu din vecinătatea localității Les Baux, gurile Ronului — Franța).

Atît cantitativ (bauxitele reprezintă doar 0,001 % din toate rocile sedimentare) cit și genetic, alitele constituie produse sedimentare cu poziție aparte. Ele marchează prin prezența lor într-o regiune trecerea acesteia printr-un regim de „zonă continentală exondată” și plasarea ei într-un climat tropical umed. Constituind în marea majoritate a cazurilor depozite reziduale cu semnificație paleoclimatică, formarea bauxitelor și lateritelor, de nenumărate ori în istoria Pămîntului, a fost controlată de căile și locurile în care s-a concentrat Al_2O_3 , în general, și hidroxizii de aluminiu, în special.

Poziția tecto-structurală și stratigrafică a bauxitelor în zone cratonice și centuri orogene legate de ciclurile baikalian, caledonian, hercinic și alpin constituie, în plus, un element de referință pentru înțelegerea dinamicii plăcilor crustale în istoria „veche” a Terrei.

4.8.1. Mineralogie și chimism

Alitele sînt depozite poliminerale constituite preponderent din oxizi și hidroxizi de Al, Fe și Ti și subordonat din silicați (tab. 4.25). Frevența și modul lor de asociere în naură determină alături de alitele propriu-zise (laterite și bauxite) varietăți intermediare care fac tranziția spre ferilite, argile și, respectiv, marne sau calcare.

Din pîrlîț de vedere mineralogic, *bauxitele* formează varietăți care reflectă atît mecanismele petrogenetice, cit și diferitele moduri de ocurență. Astfel, se disting: bauxite gibbsitice, b. boehmitice, b. diasporice (cu peste 50–60% din mineralul respectiv) și b. gibbsito-boehmitice, b. boehmito-

Tabelul 4.25. Compoziția mineralogică a alitelor

Grupa mineralogică și tipul de mineral ¹	Formulă chimică	Participare în roci, %			
Oxizi și hidroxizi					
Minerale alitice			Minerale de titan		
Boehmit	$\gamma\text{AlO} \cdot \text{OH}$	40—60	Anatas	TiO_2	1% (7%)
Diaspor	$\alpha\text{AlO} \cdot \text{OH}$	40—60	Rutil	TiO_2	1% (7%)
Gibbsit	$\text{Al}(\text{OH})_3$	20—40	Ilmenit	FeTiO_3	1% (44%)
Corindon	Al_2O_3	1—5	Ulvit	$(\text{Fe}^{3+}\text{Ti}^{4+})\text{Fe}^{2+}\text{O}_4$	1% (30%)
Minerale feritice			Minerale argiloase		
Hematit	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	10—20	Candite: coalinit, halloysit		
Goethit	$\alpha\text{FeO} \cdot \text{OH}$	1—5	Hidromice: illit		
Lepidocrocit	$\gamma\text{FeO} \cdot \text{OH}$		Smectite: montmorillonit		
Magnetit	$\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{FeO}$		Clorite: chamosit, thuringit		
Maghemit	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$				
Siderogel	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{aq}$				

¹ În ordine descrescătoare a frecvenței lor în depozitele de bauxită din lume,

diasporice sau b. gibbsito corindonice; trecerea spre ferilitate este marcată de creșterea frecvenței hematitului și goethitului, iar spre argile, de creșterea conținutului de candite (fig. 4.93).

Gibbsitul se prezintă sub formă de agregate lamelare sau concreționare și mamelonar, sugerind un produs de consolidare a gelurilor și mai rar cristalizat din soluții. Este un mineral puțin stabil, mai frecvent în bauxitele tinere asociate zonelor de cratoni stabili.

Boehmitul este compusul cel mai frecvent întâlnit în bauxite, îmbrăcând aspectul unor agregate cripto- și microcristaline, adesea cu dezvoltări aciculare. Mineralul provine prin deshidratarea gibbsitului sau direct din transformarea caolinitului și este caracteristic bauxitelor asociate zonelor de orogen.

Diasporul — față de ceilalți compuși aluminosi — poate îmbrăca forma unor cristale diseminate, tabulare, reprezentând fie produse de precipitare din soluții, fie produse de recristalizare a boehmitului; are, de aceea, o frecvență mai mare în bauxitele vechi care au suferit variate procese de diageneză.

Mineralele feritice (hematit, goethit, lepidocrocit) sînt omniprezente în alite și influențează puternic variațiile lor de culoare. Ele apar ca produse colomorfice sau agregate cryptocristaline și rar sub formă de cristale izolate. Asocierea lor cu mineralele alitice permite precizarea condițiilor de Eh și pH în care s-a format asociația respectivă (fig. 4.94). Astfel, studiile lui Valetton și Komlosy asupra unor bauxite din Franța, China, Vietnam și Ungaria au condus la concluzia că paragenezile:

— gibbsit-goethit se formează în condiții puternic oxidante, chiar dacă mediul este slab acid;

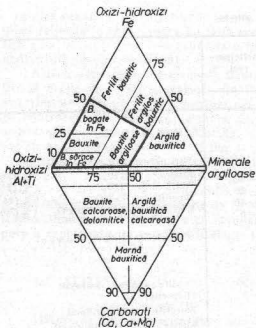


Fig. 4.93. Diagramme triangulare pentru clasificarea și nomenclatura bauxitelor pe baza mineralogice: Al+Ti=suma mineralelor alitice și titanifere, Fe=suma mineralelor feritice, suma mineralelor argiloase și suma mineralelor carbonatice [7].

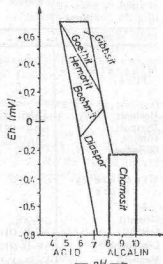


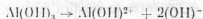
Fig. 4.94. Domeniile de stabilitate ale principalelor asociații mineralogice din bauxite în funcție de potențialul redox (Eh) și pH-ul mediului de formare [7].

- boehmit-hematit, într-un mediu cu $Eh = 0$ și pH neutru, iar
- diaspor-chamosit este stabilă în condiții reducătoare ($Eh < 0$) și mediu slab alcalin.

Dintre mineralele cu titan, anatasa, rutilul și ilmenitul reprezintă ocurențe frecvente în toate tipurile genetice de bauxite; părerea că acești constituenți au în exclusivitate o origine alogenă (că ar fi clasate din fracțiunea grea) este astăzi combătută de morfologia criptocristalelor de anatasa sau rutil, relațiile lor cu masa fundamentală a bauxitelor și/sau apariția pe fisuri care pledează pentru natura lor autigenă.

Cercetări experimentale. Reproducerea condițiilor de precipitare a gelurilor aluminosilice, de cristalizare a hidroxizilor de aluminiu și de asociere a acestora cu silica sau hidroxizii de fier — în condiții de laborator — au permis o înțelegere mai clară a căilor de formare a lateritelor și bauxitelor. Experimentele au analizat sisteme binare și ternare de tipul $Al_2O_3-H_2O$, $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ și $Al_2O_3-Fe_2O_3-H_2O$.

Procesul de solubilizare și precipitare a gelurilor sau cristalelor apare ca o funcție a naturii legăturilor chimice, a temperaturii, concentrației soluțiilor și prezenței ionilor străini, a valorii Eh -ului și pH -ului. În soluțiile apoase, Al este întâlnit în stare ionică, sub formă de dispersii moleculare sau ca polimeri. Dizolvarea $Al(OH)_3$ în soluție de sulfat de potasiu (0,01 M) conduce la următoarele grupări:



S-a dovedit experimental (Pa Ho Hsu, Bates : 1964) că obținerea $Al(OH)_3$ din săruri de aluminiu (sulfat și sau cloruri) este facilitată de prezența $NaOH$. Primul produs de reacție — $Al(OH)_2^{2+}$ — polimerizează în forme stabile de tipul $Al_6(OH)_{12}^{4+}$ cu molecule de H_2O la suprafața complexului. La valori ridicate ale raportului $NaOH/Al^{3+}$ (de ex. > 3) poate cristaliza $Al(OH)_3$ — bayerit sau gibbsit — (reacțiile se desfășoară în mediu cu $pH = 8-11$), deoarece sarcina pozitivă a aluminiului este neutralizată, iar respingerea dintre polimeri și compuşii hidratați este neglijabilă.

Afinitatea $xAlO(OH)$ cu $zFe(OH)$ în cadrul lateritelor și bauxitelor se poate ușor explica prin izomorfismul acestor două faze. Thiel (1963) a demonstrat experimental relația de izomorfism a acestor rețele prin obținerea termenului *feridiaspor* — $Fe_{0.67}Al_{0.33}O(OH)$. De asemenea, investigații cu RX au pus în evidență conținuturi variabile de $AlO(OH)$, între 5—25%, în goethitele recoltate din bauxitele din India și conținuturi până la 7% Fe în cristalele de boehmit și diaspor din bauxitele din Franța.

Plecînd de la observații mineralogice și structurale de detaliu, Wefers (1967) este de părere că goethitul acumulat în timpul primelor stadii ale alterării servește drept nucleu de creștere epitaxială a diasporului, fără a fi necesar un alt factor catalizator; parageneza hematit-diaspor apare ca o asociație normală formată prin două procese sinerone — deshidratarea goethitului și recristalizarea boehmitului — $AlO(OH)$.

Chimismul lateritelor și bauxitelor este expresia directă a compoziției mineralogice a rocilor sursă și a mobilității elementelor în „soluțiile interstițiale” din cadrul produselor de alterare care tind să devină bauxite. Elementele majore din constituția bauxitelor sînt : Al, Fe, Ti, Si, iar frecvența lor este redată în tabelul 4.26.

Tabelul 4.26. Compoziția chimică a bauxitelor

	Bauxite formate pe roci carbonatice			Bauxite formate pe roci nazice		Bauxite formate pe charnokite și sienite nefelice			
	Sohodol (România)	Bihor (România)	Kaşmir (India)	Kilauea (Hawaii)	Kona (Hawaii)	(India)	(Arkansas-S.U.A.)		
SiO ₂	2,51	7,71	0,75	0,85	0,84	1,7—2,0	2,0—4,0	8,4	1,8—6,9
Al ₂ O ₃	57,27	33,16	51,39	61,25	78,34	16,0—35,6	39,3—48,5	55,5	60,9—61,2
Fe ₂ O ₃	23,85	17,74	34,42	20,86	1,09	40,5—56,5	26,0—37,0	12,5	1,2—1,9
TiO ₂	2,61	1,80	3,65	2,40	4,35	4,2—6,9	3,1—5,5	0,8	1,2—2,3
H ₂ O	10,39	6,93	9,60	13,13	14,99	—	16,3—17,3	—	—

Conținutul în Al_2O_3 este ridicat și este realizat fie prin îmbogățirea relativă față de roca sursă, ca urmare a mobilizării silicii în primele stadii din evoluția alitelor, fie prin îmbogățire absolută, provenind prin reprecipitarea hidroxizilor de aluminiu din soluții diagenetice tîrzii. Comparativ cu rocile sursă, în zonele centrale ale nivelelor bauxitice conținutul în Al_2O_3 poate crește cu 300—400%.

Fierul, concentrat în scoarțele de alterare, ajunge la valori de 50—60% în bauxitele formate pe roci bazice și la 20—30% în bauxitele formate pe roci carbonatice.

Titanul, prin conținuturile maxime în care apare (15–32% în bauxitele dezvoltate pe roci bazice și 2–4% în cele dezvoltate pe roci carbonatice), este considerat un element major, omniprezent în aceste roci.

Siliciul variază considerabil de la sialite (40% SiO_2) la ferilitice și alite (2% SiO_2). Conținuturile sînt mai ridicate în părțile externe ale scoarței de alterare, spre roca parentală, în zona de descompunere a tectosilicaților și la partea superioară a nivelelor lateritice și bauxitice, unde au loc resiliificări (resintetizarea mineralelor argiloase) și unde organismele vegetale pot fixa SiO_2 .

Elemente minore. Comportarea geochimică a oligoelementelor apare similară cu cea a elementelor majore pe care le însoțesc și, deci, ca o funcție a naturii petrogenetice a substratului pe care evoluează alitele și a gradului lor de drenaj.

În lateritele și bauxitele dezvoltate pe roci magmatice și metamorfice se constată o îmbogățire în Cr, Cu, Nb, Ge, Mo în ansamblul depozitelor și în Mn, Ni, Co, în special în baza acestora (probabil ca efect al unor procese diagenetice timpurii). Alte oligoelemente Zr, Sc, V, Be, Y, Pb, deși prezente, nu formează concentrații.

4.8.2. Caractere petrografice, proprietăți fizice și clasificare

Bauxitele — prin diversitatea factorilor și proceselor care concurează la formarea lor — se individualizează de cele mai multe ori ca roci eterogene, de culori foarte variate (alb, galben, ocr, brun-gălbui, brun-roșu, brun, violet, verde, cenușiu, negru), ca o expresie a compoziției lor mineralogice, și cu grade de compactizare și porozitate foarte diferite. În funcție de acest ultim criteriu se pot separa tipurile: microporos, poros, vacuolar, tubulo-vacuolar, vezicular și spongios pentru a ilustra o creștere a porozității pînă la 30–35% și pentru a reda, de fapt, relațiile complexe care se stabilesc între constituenții săi. O consecință a acestei trăsături o constituie și densitatea foarte variabilă a acestor roci (între 1 și 8). Adesea, depozitele de bauxită sînt fisurate și fracturate.

Eterogenitatea bauxitelor este determinată de diversitatea particulelor care le alcătuiesc și de relațiile lor cu masa în care sînt prinse.

Particulele sînt reprezentate prin granule autigene (cristale de diaspor, hematit, pirită, anataz, rutil), granule alogene (granoclaste de cuarț, feldspați, mica sau fracțiune grea cu dimensiuni variabile — 5–200 μ : granat, staurolit, zircon, turmalină etc.), litoclaste bauxitice (fragmente remanente din depozite mai vechi, cu dimensiuni arenitice și ruditice, de obicei mai bogate în fier și mai sărace în silice), peloide sau corpusculi omogeni cu structură pătată, nediferențiate mineralogic și crăpături de sinereză, ovide mono- și polinucleice, cu dimensiuni și număr de învelișuri variabile (cele cu $\varnothing > 1$ mm sînt pisoide și macropisoide de obicei, ovide compozite); ovidele deformate sînt cunoscute ca *spatloide*. Peloidele și ovidele se consideră corpusculi diagenetici și s-au format prin diferențierea „centrifugă” sau „centripetă” a aluminiului și fierului. Prezența lor sugerează un anumit grad de transformare a materialului original.

Masa fundamentală — o „matrice” sau un pseudoliant al corpusculilor — este un agregat cripto- și microcristalin de minerale alitice, ferilitice și de titan,

nediferențiate textural. La dimensiuni ale constituenților < 1 mm, matricea este pelitomorfă, între $1-5 \mu\text{m}$ — microgranulară, între $5-100 \mu\text{m}$ — panidiomorfă — la alte categorii petrografice, calcare, de exemplu, termenul are semnificație morfometrică, nu granulometrică), iar la $\varnothing > 100 \mu\text{m}$ se consideră macrocristalină (Bardossy, 1982).

Aspectele texturale și structurale derivate din dimensiunile cristalelor și relațiile corpuseculor cu matricea sînt completate de alte produse ale diagenezei, deformării și metamorfismului bauxitelor. Se pot astfel întîlni structuri breicioase, pseudobreicioase, fluidal-colomorfe și structuri nodulare, concreționare sau chiar granoblastice și porfiroblastice (fig. 4.95). Bauxitele puțin evoluate și formate pe seama unor roci cu proprietăți izotrope apar nediferențiate, cu aspecte pămîntoase sau omogene. La scara unui „corp” de bauxit structurile sînt masive (Franța, Ungaria, România) și/sau stratificate (Grecia, Ural). Cele două situații extreme materializează două tipuri de ocurențe distincte după modul lor de geneneză: formate prin transformarea pe loc a unor roci preexistente sau prin transportul și acumularea unui material bauxitic într-o arie depresionară.

Asociate depozitelor sedimentare, bauxitele se acumulează în natură sub formă de corpuri labulare, lenticulare, stratiforme sau, adesea, neregulate, ca pungi, mase înfrante sau „cuvaturi”. Grosimea lor ajunge pînă la 60 m și se extind — discontinuu — pe suprafețe de ordinul km^2 .

Relațiile bauxitelor cu rocile gazdă sînt foarte complexe și, de aceea, au fost de multe ori obiectul unor controverse. O încercare de a desprinde din analiza coloanelor litologice cu bauxite cazurile cele mai frecvente conduce la trei tipuri litologice:

1. Corpuri de bauxită întinse legate de rocile subiacente față de care prezintă tranziții mineralogice, structurale și texturale. În raport cu rocile din culeuș — de natură aluminosilicatată, granite, bazalte, sienite, gnais, arcoze etc. — bauxitele îmbracă aspectul unei cuvături în care spre nivele inferioare se găsesc reliefe din substrat. Conținutul în Al al bauxitelor scade treptat cu adîncimea, iar conținutul de Si crește în acest sens; zonalitatea verticală tinde să constituie o regulă și este subliniată de individualizarea unor nivele caolinitice. Frațiunea grea din rocile alitice și particularitățile geochemice ale acestora se regăsesc în rocile subiacente. Această „situație geologică”

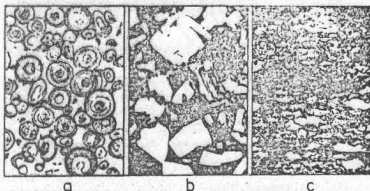


Fig. 4.95. Tipuri structurale de bauxite: a) ooidice, b) breicioase, c) stratificate.

corespunde *bauxitelor lateritice* care s-au format prin alitizarea scoarțelor de alterare dezvoltate pe roci aluminosilicate; din acest punct de vedere astfel de bauxite sînt considerate laterite fosile și-sî găsească un echivalent clasic în platoul Deccan, India. Aici bauxitele sînt asociate cu bazalte tholeiitice și se întîlnesc în cadrul unor platouri cu înclinări foarte mici ce au constituit penepene joase. Tranziția de la bazalte la bauxite se face prin intermediul zonei *saprolitice* de pînă la 1 m grosime și caracterizată prin texturi relict (prezența fragmentelor de bazalte alterate). Porozitatea este aici ridicată, iar compoziția ferilitică sau alitică; neoformațiile minerale specifice acestui nivel sînt: caolinit, goethit ± gibbsit. Din punct de vedere chimic se constată o îmbogățire în siliciu (fig. 4.96).

Zona alitică ajunge la grosimi de 3–4 m și este conturată precis prin textură, mineralogie și chimism (îmbogățire în aluminiu și titan). Texturile sînt spongioase, veziculare sau colomorfe și, uneori, în faciesurile laterale, pisolitice. Mineralogia zonei este marcată de prezența gibbsitului și subordonat a boehmitului.

Bauxitele suportă aproape pe întregul podiș — cu excepția sectoarelor marginale sau în dreptul văilor — o zonă lateritică (zona „pătată”) cu o grosime de pînă la 1 m. Textura sa este veziculară și, ocazional, pisolitică. Compoziția rocilor trece de la un caracter ferilitic la unul ferisialitic (caolinit + gibbsit + goethit) spre partea superioară a profilului. Chimismul reflectă, de asemenea, îmbogățirea în fier. Zona feruginoasă nu este întîlnită pretutindeni; în cadrul ei goethitul este înlocuit cu hematit concrescut uneori cu minerale de aluminiu.

2. Corpuri de bauxită sub formă de pungi sau lentile localizate în „goluri” care reflectă morfologia unui paleocarst și nu prezintă continuitate cu formațiunea subiacentă (de cele mai multe ori de natură carbonatică — calcare sau dolomite). Limitele sînt nete, iar compoziția mineralogică și chimică a bauxitelor nu are nici un corespondent în calcare. În compoziția petrografică a lor intră, adesea, și claste bauxitice care ilustrează o remaniere a unor depozite

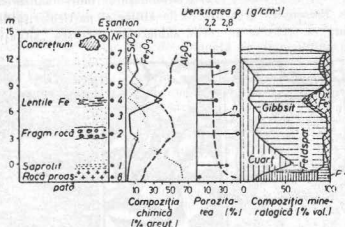


Fig. 4.96. Coloană litologică în scoarța de alterare din Pod-Deccan, India, cu individualizarea bauxitelor lateritice și a curbelor de variație a principalilor compuși chimici și mineralogici [7].

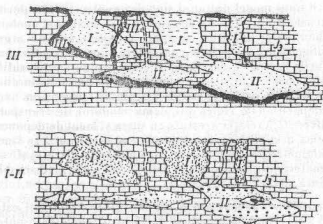


Fig. 4.97. Karst-bauxite lenticulare asociate unor calcare din Mții Pădurea Craiului [după Daltres].

alitice preexistente. Astfel de situații sînt foarte frecvente în natură și au impus, în ultimul timp, separarea categoriei de *karst-bauxite*; ele sînt depozite paraautohtone și/sau alohtone. Un exemplu poate fi dat prin bauxitele din Munții Apuseni (Munții Pădurea Craiului) (fig. 4.97).

În Munții Pădurea Craiului depozite alitice apar ca lentile de dimensiuni variabile (metrice) cantonate în depresiuni carstice din calcarele de vîrstă Juristic superior și acoperite fie de calcare din Cretacic inferior, fie de un lehm bauxitifer euaternal. Rocile de culoare roșie, brună și, mai rar, verde, cenușie sau albă iau contact direct cu calcarele. Texturile sînt granulare și frecvent pisolitic-ovoidale. Componenții mineralogici reflectă caracterul alitic și ferilitic: frecvent diaspor și, rar, gibbsit sau boehmit; mineralelor de aluminiu li se adaugă minerale de fier și titan: magnetit, hematit, limonit, pirit, clorit, anataz, rutil, ilmenit. Ooidele sînt alcătuite din alternanțe de diaspor și hematit sau clorit. Chimismul bauxitelor este dominat de prezența Al_2O_3 — 50–60%, Fe_2O_3 — 20–30%, TiO_2 — 3–3,5%, V_2O_5 — 0,2–0,8%.

3. Corpuri tabulare, stratificate, de bauxită, intercalate în formațiuni detritice; sînt rare și au, evident, un caracter alohton; materialul alitic este contaminat cu granoclaste terigene, iar fracțiunea grea (aici remaniată) prezintă parametri morfometrice care pledează pentru un transport prelungit.

4.8.3. Petrogeneză și sisteme depoziționale

Indiferent de morfologia corpurilor de bauxită și relațiile lor cu formațiunile subiacente orice încercare de formulare a unei ipoteze petrogenetice trebuie să aibă în vedere cel puțin trei întrebări:

1. În ce situații se poate concentra simultan Al, Fe, Ti pentru a genera edificii petrografice cu compoziția bauxitelor?

2. Care trebuie și poate fi semnificația petrogenetică a ocurențelor alitice în context regional-tectonic?

3. Cum trebuie înțeleasă, deci explicată, diversitatea textural-structurală a rocilor alitice ținînd cont de multitudinea de „opțiuni genetice” pe care acestea le oferă?

Elaborării unui model unitar și singular pentru toate tipurile de alite i se opune tocmai această diversitate de aspecte petrografice și moduri de ocurență. Coexistența bauxitelor lateritice cu karst-bauxitele sînt un argument pentru natura lor poligenetică. Lateritele cuaternare și corelarea lor cu solurile terra-rossa, trăsăturile litologice descrise pledează pentru caracterul lor rezidual și deci, a transformărilor „in situ” a unui material parental în anumite condiții climatice. Pe de altă parte, prezența fracțiunii terigene în unele bauxite, a structurilor depozitionale ridică problema modului de transport al materialului alitic, diversifică relația acestuia cu sursa și locul de depunere și deschide, astfel, problema originii lor — autohtone sau alohtone? În fine, diversitatea compozițională petrografică a acestor roci aduce în discuție și rolul diagenzei în evoluția materialului alitic de la trăsăturile sale primare pînă la cele pe care le prezintă astăzi.

Surse și căi de concentrare a aluminiului. Aluminiul este un element chimic stabil și prezintă în compuşii săi legături covalente puternice. Antrenarea lui în soluție este posibilă la pH-uri fie mai mici de 4 (mediu acid), fie mai mari de 9. În soluțiile naturale Al se concentrează sub formă de coloizi cu sarcini pozitive și poate atinge 2 000 ppm în soluțiile interstițiale din soluri 0,01 ppm în apele curgătoare și 0,001 ppm în apele marine. El intră în soluție prin dizolvarea silicaților (tectosilicați și filosilicați) sau prin aport hidrotermal. Separarea sa urmează legi chimice și are loc sub formă de geluri atunci cînd mediul este neutru sau slab acid ($pH > 4$) și, respectiv, slab reducător ($pH < 9$).

Plecînd de la aceste considerente chimice și beneficiînd în acest sens și de date experimentale, cercetătorii Arhanghelski și Goreşki au elaborat — printr-o foarte largă generalizare — ipoteza originii chimice a bauxitelor conform căreia acestea ar fi rezultat prin precipitare în diferite medii (lacustre sau marine); de asemenea, Daubree (1869) și Zelenov (1972) susțin ipoteza hidrotermală, prin care originea Al din unele depozite localizate în vecinătatea zonelor cu manifestări vulcanice ar fi legată de soluții juvenile (hidrotermale).

Grație stabilității sale chimice în raport cu celelalte elemente (Si, Fe, Mn, K), Al se poate concentra, relativ, în timpul procesului de hidroliză (alterare) a aluminosilicaților cînd elementele ușor solubile sînt îndepărtate, iar proporția sa în mineralele de neoformație crește (de exemplu, în trecerea de la feldspat la caolin). În mediul oxidant impus de apele de precipitație se creează condiții de îndepărtare a siliciului; depozitele alitice formate vor fi deficitare în acest element; prin opoziție, dacă mediul este reducător, rocile vor fi mai bogate în siliciu. Acest context își găsește un corespondent mai larg acceptat în ipotezele care susțin acumularea treptată a compuşilor de aluminiu prin procese reziduale în cadrul unor scoarțe de alterare (ipoteza lateritogenă, Lacroix 1913, Valeton 1972; ipoteza terra-rossa, Dolfuss 1904).

Materialul parental. În cazul bauxitelor lateritice rocile preexistente care suferă procesul de alitizare sînt reprezentate priu formațiuni magmatice (granite, granodiorite, sienite, sienite foidice, riolite, dacite, bazalte), metamorfice (gnaisse) și sedimentare (arcoze, argile, marne și calcare). Scoarțele de alterare care prefigurează viitoarele acumulări de bauxită au un caracter lateritic și sînt bogate în hidroxizi de fier și minerale argiloase; atunci cînd ele evoluează pe calcare, prin dizolvarea $CaCO_3$ și concentrarea rezidului argilos, se formează soluri terra-rossa, care pot sta și ele la baza formării bauxitelor lateritice.

Pentru formarea karst-bauxitelor se acceptă transformarea unui material preexistent acumulat pe un paleorelief modelat pe calcare și dolomite (doline, uvale, avene) și reprezentat prin argile remaniate, laterite remaniate, lehmuri bauxitifere, detritus marnos sau nisipuri feldspatice, cenuși vulcanice (*ipoteza vulcanogenă* Gedeon 1952, Kalugin 1965, Papiu 1967).

Posibilitatea formării karst-bauxitelor prin solubilizarea și alterarea directă a unor calcare cu impurități argiloase este o ipoteză puțin probabilă ținând cont de procentul redus în Al-Fe-Ti al acestor roci și de cantitatea mare de CaCO_3 care ar trebui dizolvată pentru a permite concentrarea unui reziduu argilos care să conducă apoi la bauxite. Studiile și calculele efectuate (pentru situații din Ungaria, Franța, Jamaica) au estimat între 150—9 000 m grosimea stivei de roci carbonatice care trebuie dizolvată pentru a permite obținerea reziduiului necesar alitizării; caracterul rezidual lateritic al karst-bauxitelor ar putea fi susținut numai atunci când conținutul chimic (elemente minore) și fracțiunea grea a acestora sînt identice cu cele din calcarele subiacente.

Paleomediu. Procesul de alitizare, indiferent de produsul final pe care-l determină — bauxite lateritice sau karst-bauxite —, este controlat de aceleași condiții climatice. Astăzi el este influențat de variațiile de temperatură și precipitațiile care se manifestă între paralela de 30° latitudine nordică și sudică și corespund zonei tropicale umede. Parametrii climatici sînt: temperatura medie anuală = 26°C , totalizînd 10 000°C într-un an, numărul lunilor ploioase/an = 10—11, temperatura solului la suprafață, în sezon uscat = $35\text{--}40^\circ\text{C}$, în sezon umed = $20\text{--}30^\circ\text{C}$, precipitațiile anuale = 1 200—1 500 mm, insolația = 160—180 kcal/cm² (climat musonic).

Condiționată strins de existența unui astfel de climat, formarea bauxitelor în trecutul Pămîntului capătă o semnificație aparte. În ultimul timp, ocurențele de bauxite din Paleozoic, Mezozoic și chiar Neozoic, cu distribuție geografică foarte diferită, sînt utilizate la reconstituirea deplasării plăcilor crustale pe care ele s-au format în momentele respective și la fixarea paleolatitudinilor corespunzătoare.

Ideea formării bauxitelor în domeniul continental este unanim acceptată. Pentru formarea bauxitelor lateritice a fost necesar un relief cu o energie redusă — tip peneplenă — care să fi permis stagnarea apelor de precipitație și drenajul lor lateral. Karst-bauxitele s-au format pe un relief variat, fie cu platouri carstice înalte și/sau izolat de marile înălțimi care ar fi putut servi drept sursă de material terigen, fie pe platforme carbonatice cu pantă foarte lină spre mare. Funcția carstului pentru genera alitelor apare astfel complexă, întrucît: el reprezintă „capcane” în care este colectat „materialul parental”; asigură un bun drenaj (vertical) al apelor; favorizează, prin dizlocarea parțială a CaCO_3 , realizarea unui mediu alcalin necesar alitizării și protejează „materialul parental” acumulat și alitizat de eroziune.

Drenajul foarte bun al materialului parental de către ape este o altă condiție necesară în procesul de alitizare; el asigură hidroliza alumosilicaților și îndepărtarea prin solubilizare a K, Na, Ca, Mg și, desigur, a Si (în prezența lui mineralele argiloase rămîn stabile).

În acest context — climă, relief, apă — existența unei cuverturi vegetale stimulează prin acțiunea chimică asupra substratului procesul de alitizare — biostaza — după Erhart (1956).

Transport și zone de acumulare. Exceptînd bauxitele lateritice care s-au format prin procese reziduale „in situ” (de aceea autohtone) și care se consideră

un eluviu fosil, karst-bauxitele și bauxitele elastice sedimentate (de tipul „Tichvin”) implică deplasarea materialului de origine. Din acest punct de vedere karst-bauxitele se consideră *paraolohone* (cînd deplasarea acestuia s-a făcut pe distanțe de sub 1—2 km) și, uneori, *olohone* (cînd deplasarea materialului s-a făcut din afara regiunii carstice, de la distanțe mai mari de 2 km și cel mult de 30—40 km). Între cele două categorii nu se poate pune o limită distinctă, caracterul respectiv fiind apreciat după o reconstituire completă a tuturor factorilor de mediu. Desigur, bauxitele sedimentate, elastice stratificate, impurificate cu material terigen și intercalate în formațiuni detritogene au un caracter olohon.

Faptul că bauxitele din provincia mediteraneeană conțin în baza seriilor transgresive intercalații de apă dulce, iar altele, la partea lor superioară, intercalații de origine salmastră-lagunară a permis exprimarea ipotezei acumulării lor în zone carstice care au devenit, la un moment dat, submerse și au permis instalarea unui „lacustru (Tunisia și Provence, Franța), salmastru (Grecia, Elveția) sau chiar paludal (Kazahstan); bauxitele din Ural și Siberia se consideră chiar marine, de apă puțin adîncă.

Foarte multe bauxite s-au format, însă, în mediu continental și au evoluat în momente de exondare a regiunilor respective în perioade de timp care oscilează între 1 și 5 mil. ani (corespunzător „hiatusului” eronostratigrafic dintre formațiunile din „culcuș” și cele din „coperiș”. Transgresiunea puternică a mării peste zonele cu bauxite și reluarea procesului de sedimentare carbonatică, argiloasă sau terigenă oprește și inhibă evoluția procesului de alitizare.

Efectele diagenetice. Diversitatea texturală și structurală a bauxitelor precum și complexitatea lor mineralogică este în foarte multe cazuri (în cele vechi și cele recente, în cele lateritice și cele carstice) expresia proceselor mesogenetice și telogenetice. Intensitatea proceselor și varietatea produselor diagenetice sînt dependente de timp, de natura petrografică a materialului parental, de porozitate și frecvența căilor de acces a apei (fisuri); modificările secundare au un caracter antagonic și constau în descompuneri și resintetizări, migrări și concentrări de elemente.

Zonalitatea unor corpuri de bauxită se datorește fenomenelor de diferențiere (segregație diagenetică însoțită de remobilizări ale coloizilor); alternanțele de zone alitice și sialitice pot reflecta și transformări secundare datorate unor îmbogățiri (contaminări) ulterioare în silice. Fenomene de aceeași natură pot provoca gruparea hidroxizilor de fier în cruste — *fericret* — și forme conecționare pisoidice.

Ooidele, pisoidale și peloidale alitice sau ferilitice sînt din ce în ce mai des interpretate ca produse secundare, diagenetice, rezultate tot prin procese de diferențiere centrifugă sau centripetă a aluminiului și fierului; adesea morfologia lor sferică sau elipsoidală exprimă izotropia sau anizotropia mediului în care au operat astfel de procese.

Resintetizarea mineralelor argiloase poate avea loc în condițiile unei levigări slabe și afectează zonele din bauxite cu o porozitate mai slabă și lipsite de drenaj.

În rocile cu un bun drenaj se realizează: trecerea mineralelor argiloase tristratificate în minerale bistratificate; desilicifierea candelor cu neoformării de gibbsit; recrystalizări și deshidratări simultane de tipul:

gibbsit → boehmit → diaspor
goethit → hematit.

În timpul telogenezei, în zonele superioare ale scoarțelor alitice se produc resiliificări (depuneri de caolin pe fisuri), deferitizări, sideritizări și piritizări (în mediile reducătoare acide Fe^{3+} se dizolvă și Fe^{2+} este depus sub formă de siderit și pirit), sulfatizări (în mediu oxidant se poate forma gips, alunite, zeoliți).

4.8.4. Cadrul tectonic și cronostratigrafic

Rocile alitice s-au format în toate perioadele din evoluția scoarței terestre, dar condițiile cele mai favorabile apariției lor s-au manifestat în Devonian-Carbonifer, Cretacic superior și Miocen-Pliocen, corespunzând unor momente de calm tectonic (de regulă, preorogene) (fig. 4.98).

Cadrul regional, cronostratigrafic și tectonic este diferit pentru bauxitele lateritice față de karst-bauxite.

Bauxitele lateritice au o mare dezvoltare (aproximativ 90%) în zonele cratonice stabile — Pod. Deccan, India, Scutul Brazilian, Africa centrală, paraplatforma Chinei de nord — și sunt rare în centurile orogenice de tip Andin (Chile) sau „are insular” (Malaysia, Noua Zeelandă).

Poziția lor stratigrafică — în Devonian, Triasic, Paleocen și Oligocen — marchează tot atâtea momente de exondare și de formare în regiunile respective a unor puternice scoarțe de alterare. În Cuaternar, astfel de fenomene au fost active în Guineea și Camerun (Africa), Panama și Costa Rica (America Centrală), insulele Hawaii și Fiji (Oceanul Pacific).

Karst-bauxitele — cele mai răspândite și mai productive tipuri de alite — se inseriu într-un areal geografic variat, în special în zone orogene (aproximativ 90% din zăcămintele asociate acestui tip provin din astfel de regiuni). Bardossy (1982) a conturat pe aceste criterii 7 provincii care acoperă, practic, toate regiunile cu bauxite asociate rocilor carbonatice (calcare și dolomite) sau formațiunilor argilo-carbonatice ($\pm$ cărbuni):

- I. Provincia Mediteraneană (karst-bauxitele din Franța, Austria, Ungaria, România, Crimeea);
- II. Provincia Irano-Himalayană (Iran, Afganistan, Pakistan, Kașmir);
- III. Provincia Pacifică (Filipine, Guineea, Noua Caledonie);
- IV. Provincia Est-Asiatică (Coreea, China, Vietnam);
- V. Provincia Uralo-Siberiană;
- VI. Provincia Caraibeană (Costa Rica, Jamaica);
- VII. Provincia Nord-Americană.

În cadrul acestor provincii, karst-bauxitele au virste foarte diferite. Acumularea lor a avut loc în Devonian (Timan-Ural) și Carbonifer inferior (Missouri, S.U.A.), Permian (Vietnam și Kampuchia), Triasic (Asia Centrală); începând cu sfârșitul Jurasicului, în Cretacic și apoi în Paleocen și Eocen

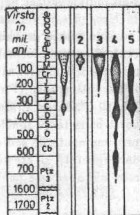


Fig. 4.98. Principalele perioade geologice de formare a bauxitelor lateritice (3), a karst-bauxitelor (4) și a bauxitelor sedimentate-Tihvin (5) comparativ cu depozitele reziduale de fier lateritic (1) și mangan lateritic (2) [7].

s-au individualizat depozitele de bauxite din zona Tethys, Iran și Himalaya : în Neogen s-au format zăcămintele din Arhipelagul Caraibe.

Din punct de vedere tecto-structural karst-bauxitele se suprapun peste centuri orogene formate în zone de margine continentală (așa cum sînt dinaridele și helenidele) sau de arc insular (Caraibe), dar se pot găsi și în orogene intracontinentale (Pirinei) sau în „masive mediane“ (Bazinul Panonic și Munții Pădurea Craiului). În general poate fi sesizată conexiunea dintre karst-bauxite și zonele foarte complicate geologic și tectonic, caracterizate prin momente de sedimentare carbonatică întreruptă, prin coliziuni, de exondări repetate și eroziuni neglijabile; structurile de tip alpin se dovedesc cele mai adecvate pentru crearea unui context favorabil apariției bauxitelor.



În general, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine.

În general, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine.

În general, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine.

În general, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine.

În general, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine. În zonele intracontinentale, bauxitele se găsesc în zonele de margine continentală sau de arc insular, unde se dezvoltă structuri alpine.

...„Munții s-au făcut când Noții,
dorind să fie călători și ușori, și-au
lepădat subț el, în vînt, povara pe
pămînt.”

LUCIAN BLAGA

5. SEDIMENTOGENEZA ȘI TECTONICA PLĂCILOR

5.1. PRINCIPII ȘI CONCEPTE

În ciuda semnificațiilor complexe și profunde pe care le poate oferi o succesiune de termeni petrografici dintr-o anumită regiune, foarte multă vreme rocile sedimentare au fost „citite și interpretate” ca entități izolate. În regiunile orogene clasice — Alpi, Carpați, Apalași — prin termenii „fliš” și „molasă” s-au pus în circulație categorii petrografice care se referă, de fapt, la trăsăturile unei „asociații de roci” și care au căpătat în decursul timpului multiple semnificații faciale (litofacies, tectofacies etc). Confruntările geologilor cu depozitele sedimentare din zonele de platformă și succesele lor în investigarea sedimentelor actuale din mări și oceane au prefigurat pentru succesiunile de roci ale acestor zone noi semnificații. Încercările de a stabili „modele sedimentologice generalizate” pentru toate domeniile de acumulare a sedimentelor și de a le folosi apoi în corelări stratigrafice, în reconstituiri de paleosurse, dar în special, în prospectarea zăcămintelor de cărbuni, petrol, gaze sau a concentrațiilor de substanțe minerale utile — au devenit de mult preocupări curente.

Evoluția în timp și spațiu a proceselor de sedimentare a condus la acumularea unor depozite cu particularități litologice și structurale determinate atât de „mediul de depunere” cit și de poziția tecto-structurală a acestuia.

Atita timp cit mediul de depunere și cadrul său tectostructural nu-și modifică calitățile fundamentale tipurile de roci sedimentare care se formează într-un același areal se succed după reguli bine determinate ; fiecărei unități de timp geologic ii va corespunde un tip litologic care va purta amprenta acțiunii simultane a cauzelor generatoare.

Toate depozitele care se acumulează succesiv într-un anumit bazin de sedimentare, într-o anumită etapă a evoluției sale, vor constitui o *asociație naturală de roci* (asociație litologică); trăsăturile petrografice și structurale ale acesteia vor reflecta întotdeauna suma factorilor care au generat sedimentarea. Procesele sedimentare — în general — vor determina pentru fiecare unitate tectostructurală a scoarței terestre, asociații litologice specifice. Sesizată la început ca o componentă geologică cu semnificații tectostructurale

majore, asociația naturală de roci a căpătat, în ultimul timp, noi valențe. Astăzi, ea nu mai exprimă doar informații asupra naturii fundamentului și dinamicii bazinului în care s-a format — de ex.: sialic/simatic, stabil/mobil etc. — ci se consideră a purta și însemnele „evenimentelor geologice” care au condus la colmatarea bazinului de sedimentare. Din acest punct de vedere, evenimentele geologice care conduc la acumularea succesiunilor sedimentare, deci la individualizarea de asociații litologice, se consideră de trei feluri (Reading, 1978): normale, accidentale și excepționale.

Sedimentarea se consideră *normală* cînd acumularea depozitelor are loc neîntrerupt, iar natura lor este determinată de variații periodice ale factorilor de mediu.

În depozitele actuale, o asociație de sedimente turbiditice care repauzează peste sedimente pelagice, fin stratificate, exemplifică clar relația dintre perioade și produsele unei acumulări *accidentale*, instantanee. Asociațiile de tipul tempestitelor se caracterizează prin structuri erozionale și depozitionale specifice, prin redistribuirea materialului organic și anorganic în strat și prin modificarea situației ecologice pentru organismele bentonice (fig. 5.1).

Evenimentele *excepționale* duc la apariția unui depozit unic, care nu se repetă în cadrul asociației.

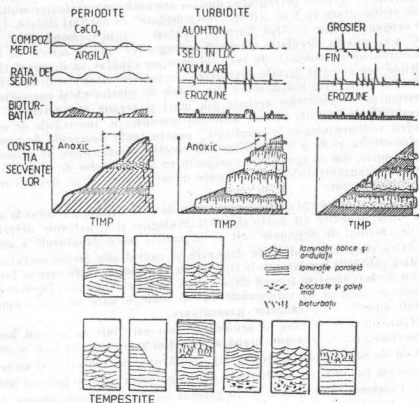


Fig. 5.1. Caracterele sedimentologice ale perioditelor, turbiditelor și tempestitelor.

5.2. ANALIZA SECVENȚIALĂ

Modul de succedare a termenilor litologici în cadrul unei asociații litologice și observarea atentă a ei a impus dezvoltarea analizei secvențiale ca o metodă eficientă de investigare a depozitelor sedimentare. Asociațiile naturale de roci sunt constituite din *secvențe litologice*, adică din termeni petrografici care se suprapun în continuitate de sedimentare. Ele cuprind simultan atât micro-secvențe sesizabile prin alternanța unor lamine de constituție diferită (de ex. varvele), cât și mega- sau magnasecvențe — succesiuni de strate cu grosimi mari sesizabile la scara unui afloriment sau a unui areal larg din cadrul zonelor cu ocurențe sedimentare.

Alternanța sistematică și ordonată a termenilor litologici din constituția unei secvențe sau asociații litologice a făcut necesară introducerea și utilizarea termenilor *ritm* și *ciclu sedimentar*. Perioditele în care „leit-motivul” poate fi argilă(A) —, marnă(B) sau rudă(A)-arenit(B)-silt(C) sau calcar(A)-marnă(B)-argilă(C) au o stratificație ciclică și se confundă cu un ritm. Modelul de succesiune a termenilor petrografici: AB, AB, AB, sau ABC, ABC, ABC... constituie, în concepția lui Duff et al (1967), cicluri *asimetrice*, iar cel de tipul ABCBA — cicluri *simetrice* (fig. 5.2).

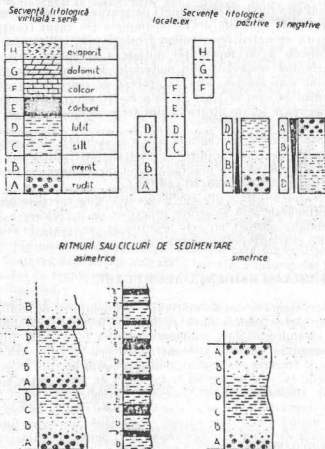


Fig. 5.2. Tipuri fundamentale de secvențe și cicluri sedimentare [11].

În cazul în care succesiunea termenilor într-o secvență litologică urmează o ordine ideală — de exemplu : A.rudit(conglomerat)-B.arenit(gresie)-C.silt(siltit)-D.lutit(argilă)-E.cărbune-F.calcar-G.dolomit-H.evaporit — secvența litologică are un caracter virtual și se identifică cu *seria sedimentară* (Lombard, 1958).

În natură seriile sedimentare în acest înțeles sînt rare și realizarea lor reflectă o evoluție îndelungată a bazinului cu modificarea progresivă a parametrilor care au controlat sedimentarea. O succesiune a numai câțiva termeni din serie, de ex. ABCD sau BCDE etc., constituie o *secvență virtuală locală* definind cazul concret al unei succesiuni de termeni petrografici dintr-un anumit loc.

D. Jipa (1970) clasifică secvențele litologice din complexele flișoide în :

- secvențe complete (de exemplu ABCDE), care au în constituția lor toți termenii litologici cosanguini dispuși în ordinea lor genetică ; adică seria virtuală locală ;

- secvențe incomplete normale (de exemplu BCDE, CDE sau DE), cărora le lipsesc termeni inferiori, dar cei prezenți sînt în succesiune normală și continuă ;

- secvențe incomplete accidentale, cărora le lipsesc termenii intermediari sau/și mai ales finali. Aceste tipuri de secvențe oferă informații genetice imediate. Secvențele normale devin incomplete (în cazul transportului prin curenți) datorită epuizării fracțiunilor grosiere prin sedimentare fracționată cu caracter distal, a incompetenței inițiale a curenților sau în condițiile absenței fracțiunilor respective din materialul furnizat de sursă ; secvențele accidentale sînt marcate mai ales de procese de eroziune intraformațională.

După sensul în care se trece de la o fracțiune granulometrică la alta în cadrul unei secvențe locale alcătuită din termeni epiclastici se disting două tipuri structurale :

- a) secvența *pozitivă* (retrogradă sau recesională) cînd succesiunea cuprinde o tranziție de tipul : rudît(A)-arenit(B)-silt(C)-lutit(D) ;

- b) secvența *negativă* (sau progradă) cînd succesiunea de strate este alcătuită din lutit(D)-silt(C)-arenit(B)-rudît(A).

Megasecvențele pozitive din asociațiile litologice specifice bazinelor de pe marginile continentale sînt generate progresiv de o ridicare a nivelului de bază (transgresiuni marine), iar cele negative se realizează în condițiile coborîrii acestui nivel (regresiuni marine).

5.3. RELAȚIA SUBSIDENȚĂ-ACUMULARE

Grosimile pe care le au formațiunile sedimentare, de multe ori mii de metri, nu s-ar putea realiza dacă în timp adîncimea bazinului ar rămîne neschimbată ; umplerea sa cu sedimente ar avea loc treptat pînă la nivelul de bază (al oceanului planetar). Aceasta ar însemna reducerea progresivă a adîncimii sale și trecerea, în cadrul unei succesiuni de roci de la faciesuri de mare adîncă (de ex. : lutite-argile) la faciesuri de mare puțin adîncă (de ex. conglomerate). În aceste condiții asociația litologică ar trebui să constituie megasecvențe negative și să se realizeze într-un regim de regresivitate. Ori, situațiile din natură sînt foarte variate : asociațiile litologice totalizează grosimi foarte mari care, de cele mai multe ori, depășesc adîncimile cele mai mari ale bazinelor actuale ; în cadrul lor apar atît secvențe virtuale cît și secvențe complete sau incomplete, ritmuri simetrice și ritmuri (cicluri) asimetrice. Astfel de succesiuni se pot explica numai dacă se acceptă natura sub-

sidentă a unui bazin, se analizează cauzele subsidenței și relațiile sale cu rata de acumulare a sedimentelor.

Indiferent de poziția sa tectonică un bazin de sedimentare poate suferi mișcări de subsidență dacă :

1) se află în zona unor dislocații subcrustale (în manta) care au ca efect compresiuni în crustă și căderi ale acestora ; astfel de situații caracterizează bazinele din lungul zonelor de subducție și din arile considerate „geosinclinale” ;

2) este amplasat în părțile centrale ale unor „plăci” afectate de eroziune subcrustală și molificări de fază mineralogică și chimică la limita gabbrouecolit (este și cazul unor bazine intracratonice) ;

3) greutatea sedimentelor în bazin provoacă mișcări de izostazie a crustei frecvent întâlnite la marginea arilor continentale ; au loc, de asemenea, lăsări ale crustei oceanice, adiacente continentului și pe zonele de tranziție.

Pe de altă parte, acumularea sedimentelor este stimulată de o tectonică care activează emergența (ridicarea) arilor continentale învecinate bazinului și stimulează, prin aceasta, viteza de eroziune ; primul efect al unor astfel de mișcări îi constituie scăderea nivelului de bază care, însă, nu reușește să compenseze rata de subsidență a bazinului. Din acest „joc” între tectonică-eroziune-sedimentare se nasc, prin generalizare, patru situații posibile care explică principalele trăsături sedimentologice ale asociațiilor litologice (Friedman, 1978) :

1. În cazul cînd subsidența rapidă se corelează cu o rată de acumulare mare strate capătă grosimi mari, se extind pe suprafețe largi și sînt îngropate repede. Aportul de material este condiționat și de o eroziune rapidă care va alimenta bazinul cu sedimente elastice slab sortate și cu parametrii morfometrici scăzuți ($R_0 = 0,1 - 0,3$; $S = 0,1 - 0,1$) ; ele vor fi bogate în minerale instabile (amfiboli, carbonați, de ex.) și metastabile (feldspați). Structurile gravitaționale specifice transportului în masă vor fi frecvente (curgeri mîloase, avalanșe subacvatice, turbidite etc.).

2. Subsidență rapidă și rată de acumulare redusă ; bazinul este adînc dar acoperit de sedimente, de regulă fine și sortate, este subțire ; fundamentul este aproape de suprafața sedimentului.

3. Subsidență lentă și rată de acumulare mare : se formează asociații litologice în care se întîlnesc sedimente de „acrecție laterală” (depuse prin progradare — înaintare laterală peste sedimente marine). Bazinul se umple repede prin îngeminarea de conuri de dejecție care fac legătura cu aria continentală. Sortarea depozitelor este slabă (ele sînt imature) dar pot prezenta — grație modului de transport prin curenți fluviali — granoclasări ; compoziția lor este polimictică.

4. Subsidență lentă și rată de acumulare redusă : această relație caracterizează bazinele cu apă puțin adîncă (de tipul mărilor epeirice) în care sedimentele epiclastice — atunci cînd apar — sînt bine sortate și, de regulă, monominerale ; ele sînt succedate sau alternează cu sedimente carbonatice, dolomite și, uneori, evaporite ; argilele sînt mai rare.

5.4. ASOCIAȚIILE LITOLOGICE ȘI CADRUL LOR TECTOSTRUCTURAL

A studia o *asociație litologică* înseamnă a examina o „stare de fapt”, un rezultat al procesului de sedimentare și deci, a realiza prin intermediul ei, o întoarcere în timp, o reconstituire a cauzelor complexe care au generat-o ; se poate încerca prin aceasta și o delimitare a cadrului tectostuctural în care

a fost amplasat bazinul „primar” pentru că asociațiile de roci se diferențiază cel mai mult între ele după natura și poziția tectonică a bazinelor care le găzduiesc. Din acest punct de vedere bazinele de sedimentare au evoluat ca zone considerate stabile (scuturi și platforme, bazine oceanice, bazine marine interne), sau ca zone mobile active din punct de vedere tectonic (geosinclinale, rifturi continentale și oceanice, arcuri insulare, fosse, bazine marginale). Raportate la elementele de dinamică a litosferei — ca o reflecție complexă a stabilității și mobilității arilor de sedimentare — depozitele exogene din arile continentale sînt găzduite de zone de platformă (cratoni) și zone de orogen (geosinclinale închise prin orogeneză).

Elaborarea și acceptarea *tectonicii globale* ca o ipoteză modernă de lucru în geologie, ca un corolar al unor foarte diverse investigații, a condus pentru intervalul de timp scurs din Jurasic pînă în prezent (începînd de acum 200 mil. ani) la separarea în cadrul domeniilor continentale și marine a unor diviziuni structurale noi, determinate de relațiile care s-au stabilit în timp între diversele unități majore ale scoarței terestre (acceptate azi) — *plăcile crustale și dinamica lor*: esența mișcărilor de expansiune cu formare de rifturi și generare de crustă oceanică și a mișcărilor de subducție cu formare de fosse și consum de crustă, a mișcărilor de decroșare la scară crustală în lungul falilor transformante, a mișcărilor de coliziune între diversele blocuri-sialice sau oceanice.

Din acest punct de vedere asociațiile litologice au de foarte multe ori o altă calitate, un alt conținut, iar încercările de corelare între termenii conceptuali sau de impunere generalizată a unui — și în ultima vreme, desigur, a limbajului tectonicii plăcilor, în detrimentul celui alt — nu a condus însă la o unanimitate geologică. Pentru acest motiv sistematizarea ca atare a asociațiilor litologice rămîne un punct de vedere viabil, funcțional, care se păstrează ca o bază „cu argumente” pentru compararea în continuare a categoriilor geosinclinal-fosă, orogen-coliziune, orogen-subducție etc. În ciuda încercărilor de a se impune aceste echivalențe geologii continuă să folosească termenii de *fly* și *molasă* pentru asociațiile litologice din zonele orogene fără a putea transpune în toate cazurile apartenența lor unui anume tip de bazin din sistematizarea actuală, introdus în literatură prin limbajul tectonicii globale (fig. 5.3).

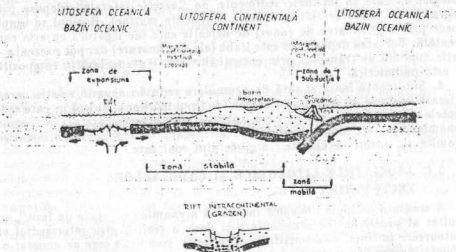


Fig. 5.3. Cadrul tectostructural major al bazinelor de sedimentare.

5.4.1. Asociații de roci în zone cu stabilitate tectonică (platforme sau cratoni)

Bazinele de sedimentare localizate pe o crustă sialică beneficiază de stabilitate tectonică, iar natura petrografică și configurația structurală a asociațiilor litologice născute aici sînt controlate de constituția arilor sursă, de raportul subsidență-acumulare și de poziția lor în cadrul plăcii litosferice.

Asociațiile de roci din bazinele intracratonice reflectă, de obicei, poziția ariei de sedimentare în raport cu factorii climatici. Astfel, în bazinele situate în zone aride, asociațiile litologice cuprind evaporite, micrite, dolomierite, biolitite algeale sau coraligene, cărora li se pot alătura subgraywacke, siltite și argile. În zonele cu climat umed, bazinele intracratonice găzduiesc asociații formate din argile negre cu sulfuri, argilite și, uneori, argile bituminoase, calcare negre și gresii arcoziene. Marea Caspică și Marea Aral reprezintă, astăzi, asemenea bazine; în trecut o astfel de poziție au avut-o arile de sedimentare Michigan și Illinois din America de Nord, Maranhão din Brazilia, Bazinul Pannonic.

Bazinele epicratonice situate la periferia plăcilor litosferice au o stabilitate mai redusă și se confundă adesea cu bazinele marginale pasive; ele au legătură directă cu „oceanul”, iar procesele de sedimentare din cadrul lor sînt puternic influențate de oscilațiile de nivel ale apelor acestuia. Asociațiile litologice cuprind, în general, depozite cuarțo-nisipoase, roci carbonatice, glauconito-fosfatice, evaporito-dolomitice și bauxito-feruginoase (minette). Frecvența, grosimea și succesiunea lor este determinată de factori tectonici: gradul de stabilitate a bazinului și, respectiv, viteza de deplasare pe verticală a fundamentului său. Pe teritoriul țării noastre asemenea asociații litologice se întâlnesc în Platforma Moldovenească și în Dobrogea de sud.

În timpurile actuale, Golful Mississippi și Bazinul Niger suportă o sedimentare tipică bazinelor epicratonice deschise.

5.4.2. Asociații de roci în zone cu mobilitate tectonică (zone de orogen)

Bazinele de sedimentare antrenate în mișcări orogenice au avut în decursul timpului geologic configurații morfologice și funcții sedimentologice diverse. Cele mai multe au fost definite „geosinclinale”, iar evoluția lor în timp a generat zonele de orogen. Astăzi un orogen, alături de scuturi și platforme, rifturi și fose, bazine marginale și arcuri insulare se consideră printre diviziunile structurale majore ale crustei terestre (Bleahu, 1983). Încercările de corelare a teoriei geosinclinalelor cu tectonica globală a condus la separarea a trei tipuri tectostrutturale distincte de zone orogene:

— orogen de tip *andin*, născut în zona de coliziune dintre o placă oceanică și un continent;

— orogen de tip *arc insular*, format prin coliziunea dintre două plăci oceanice;

— orogen de tip *himalaian*, generat la coliziunea dintre două continente.

În evoluția bazinelor de sedimentare cu fundament activ — ensialic sau ensimatic — prin orogenează au devenit masive cutate și s-au alipit (s-au adunat) platformele limitrofe.

Principalele asociații litologice care apar sînt preflîșul, flîșul și molașă.

Preflîșul. Produsele cu care începe sedimentarea într-un bazin în curs de deschidere, instalat adesea pe o crustă oceanică, au un caracter hemipelagic sau corespund unor turbidite depuse din curenți cu densitate scăzută. Asemenea depozite preced în zonele orogene depozitele groase de „flîș” și, de aceea sînt cunoscute ca „preflîș”. Au fost identificate două tipuri de asociații litologice care iau naștere în asemenea condiții: asociațiile de roci carbonatice și cele „radiolarit-lutitice”.

Asociațiile de roci carbonatice cuprind calcare micritice, micrite cu accidente silicioase și, uneori, dolomite. Subordonat pot să apară argilite și vulcanite bazice.

Asociațiile „radiolarit-lutitice” cuprind, pe lângă argilite, și silicolite (indeosebi radiolarite și jaspuri); bazalte, pe care le intercalează sau peste care repauzează, sînt legate de complexele magmatice cunoscute sub denumirea „ofiolite” (și care, în regiunile clasice de ocurență, mai cuprind gabrouri, peridotite, pillow-lave).

În țara noastră, aceste tipuri de asociații sînt reprezentate prin depozite de roci carbonatice de vîrstă triasică și jurasică din Carpații Orientali, în care sînt cuprinse și jaspuri, silicolite organogene, diabaze și prin argilite cu intercalații de roci eruptive bazice și jaspuri cunoscute sub numele „strate de Azuga”.

Flîșul. Termenul „flîș” a fost utilizat pentru prima oară în Elveția de către Stüder (1827) pentru a desemna niște argile terțiare moi, care dau fenomene de alunecare. Conceptul „flîș” — ca asociație litologică sau facies orogenic — a fost introdus de Bertrand (1897) pentru a defini totalitatea depozitelor acumulate în geosinclinale și provenind pe seama cordilierelor în curs de ridicare datorită mișcărilor orogenice. Mai recent Reading (1972) definește „flîșul” ca o asociație de roci cu grosimi mari formată dintr-o alternanță de calcarenite, conglomerate și argile, depusă din curenți de turbiditate sau prin transportul în masă în apele adînci ale unui geosinclinal. Un asemenea punct de vedere apropie foarte mult flîșul — ca litofacies — de turbiditele actuale (Hsu, 1970). După T. Wilson asociațiile de flîș se acumulează progresiv în fose și bazine remanente (sineron cu mișcările orogenice care urmează subducției, în stadiul de flîș din evoluția unui bazin de sedimentare).

Caracterele generale ale asociațiilor de flîș, care se pot recunoaște de la nivel de afloriment, sînt:

- alternanța ritmică a depozitelor psamitice (graywacke, gresii litice) și pelitice (argile, marne, micrite) și prezența neregulată a intercalațiilor psefitice (conglomerate);
- prezența structurilor interne de tipul stratificației gradate sau încrucișate și a mecanoglifelor pe suprafețele de strat;
- compoziția polimictică și gradul slab de sortare a materialului și afinitățile generale ale acestuia cu turbiditele actuale;
- distribuția uniformă a depozitelor în spațiu (pe suprafețe mari) și în timp (rezultată din grosimea mare a depozitelor);
- lipsa unei faune specifice.

Astfel, asociațiile de flîș sînt alcătuite din serii groase de formațiuni sedimentare marine, caracterizate prin alternanța regulată (ritmică) a cel puțin trei unități litologice a căror granulație se micșorează în părțile superioare, indiferent de compoziția lor.

... Sursa depozitelor de fliș poate fi extrabazinală — ariile continentale învecinate — sau intrabazinală — cordillere interne în curs de ridicare sau manifestări vulcanice adiacente.

Acumularea materialului are loc continuu sau intermitent, în diferite momente dintre care unele pot să nu aibă legătură directă cu paroxismul orogenic. Pentru acest motiv există astăzi tendința de a se renunța la semnificația de *tectofacies* (preparoxismal sau/și sinorogenic) pe care a avut-o foarte multă vreme „flișul”.

Analiza secvențelor ritmice de fliș indică adâncimi ale bazinului care par să nu fi depășit 400—1 000 m, iar grosimea mare a depozitelor trebuie corelată cu momentele de subsidență care au urmat depunerii lor. Transportul materialului a putut fi efectuat în masă sau s-a realizat prin curenți unidirecționali și curenți de turbiditate, care și-au pus amprenta pe trăsăturile petrografice ale depozitelor.

În felul acesta, flișul trebuie considerat ca o formațiune complexă a cărei origine este controlată de un ansamblu de condiții de sedimentare, care s-au putut realiza și în afara perioadelor de orogeneză, dar în mod constant în timp și spațiu; de aceea unele secvențe au trăsături de „periodite”.

Asociațiile de fliș din țara noastră în Carpații Orientali și Munții Apuseni, sînt destul de bine cunoscute din punct de vedere stratigrafic, dar informațiile de natură petrografică sînt încă reduse.

Molasa. „Molasa”, ca și „flișul”, a avut la început o semnificație în special tectonică, sugerînd totalitatea depozitelor sedimentare acumulate în momente post-orogene. Astăzi se acceptă că molasa corespunde unor depozite terigene tardeorogene acumulate pe flancurile unui craton, într-un bazin linar adine (van Hauten, 1973).

În evoluția lanțurilor cutate „molasa” nu are o poziție unică; ea urmează tuturor fazelor tectogenetice care au drept urmare mișcări morfogenetice, iar volumul depozitelor și rata acumulării lor depinde de timpul și perioada cînd (și cît) s-au manifestat aceste mișcări. După T. Wilson asociațiile de molasă sînt caracteristice stadiului geosinclinal tîrziu (= *stadiul de molasă*) cînd bazinul de sedimentare tinde să se închidă prin coliziune (= *stadiul de coliziune*).

Asociațiile litologice formate în aceste perioade se caracterizează, în general, printr-o mare varietate petrografică. Caracterul polimictic al depozitelor detritice este evident: galeții conglomeratelor și granoclastele din gresii (arcoze) — cele mai frecvente roci ale molasei — aparțin granitelor, sisturilor cristaline și rocilor sedimentare anterioare momentului acumulării; gradul de sortare a materialului, de asemenea, slab, sugerează o granoclasare cu secvențe negative. Structurile ritmice în cadrul unor cicluri complete și variațiile laterale de facies se întîlnesc foarte frecvent. În cazul în care aceste asociații litologice repauzează peste depozite de fliș ele aparțin unei „molase de periferie” și se integrează evoluției unei fose. Adesea însă, asociațiile de molasă au în bază formațiuni cărbunoase și salifere ceea ce le conferă calitatea de asociații continentale.

Sursa materialului pentru astfel de depozite o constituie ariile continentale în curs de ridicare, limitrofe bazinului (în care adesea se instalează ape în facies marin, salmastru sau dulcicol); alături de elemente extrabazinale sînt citite și elemente intrabazinale.

Acumularea materialului are loc cu viteză mare și în condițiile unei îngropări rapide. Grosimea depozitelor variază de la 1,5 la 6 km și se extind în zone cu lățimi de zeci de km îmbrăcînd forma unor conuri de dejecție de origine fluvială sau fluvio-deltaică.

În țara noastră, asociațiile „clasice” de molasă sînt reprezentate prin formațiuni de vîrstă miocenă și pliocenă și sînt constituite din conglomerate, gresii slab cimentate, marne și, uneori, evaporite și cărbuni (Săndulescu 1984). În ultima vreme a fost recunoscut caracterul de „molasă” al conglomeratelor de Bucegi, de Ciucaș, Ceahlău; ele sînt de vîrstă cretacică și ar reprezenta molasa unor căutări anterioare acestei perioade.

5.5. ASOCIAȚIILE DE ROCI SEDIMENTARE ȘI TECTONICA PLĂCILOR

În acord cu conceptul tectonicii globale acumularea sedimentelor a avut loc în zone de expansiune, în zone de subducție, în zona falilor transformante și în zone de coliziune continentală. Asociațiile de roci formate în aceste secțiuni crustale se diferențiază între ele prin litofaciesuri și biofaciesuri, prin grosimea formațiunilor și rata de acumulare, prin structurile sedimentare și caracterul secvențelor litologice etc.

5.5.1. Asociațiile de roci din zonele de expansiune

Expansiunea plăcilor crustale generează *rifturile*, care din punct de vedere morfologic corespund unor zone depresionare liniare și înguste delimitate tectonic de sisteme de fracturi paralele; ele sînt în același timp și locul de formare a unor porțiuni de crustă oceanică în care fluxul termic este foarte ridicat. Prin funcția lor rifturile sînt secțiuni crustale mobile și active, adesea însoțite de un vulcanism activ. Bazinele aferente unor astfel de zone sînt amplasate în interiorul „continentelor”, la limita lor sau — în cazul unor rifturi evolute — pe așa-numitele „margini pasive” din zona de joncțiune a litosferei continentale cu litosfera oceanică (fig. 5.4).

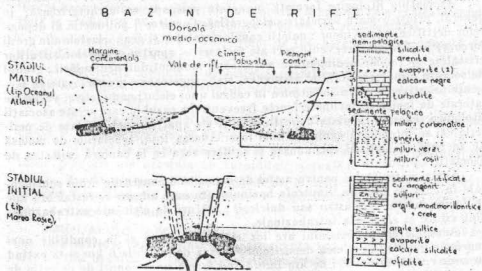


Fig. 5.4. Asociații litologice în bazinele de rift.

Sedimentarea în bazine de rift intracontinentale. Rifturile intracontinentale sau marile grabene terestre reprezintă depresiuni alungite rezultate prin distensii active (expansiune de „întindere“ intraplață — Bleahu, 1983 — cu o rată de 1 mm/an) a unui soclu sialic în care, cu intermitență, s-a putut manifesta și o activitate vulcanică. Exemplele clasice ale unor astfel de bazine sînt: Grabenul Rînului, Lacul Baikal, Valea Iordan și Marea Moartă. Alte zone, bine cunoscute, în care crusta sialică este foarte subțire sau lipsește complet, sînt așa-numitele rifturi oceanice emerse: cel Est-African avînd în lungul său lacurile Malawi, Tanganika, Kivu, Eduard, Rudolf și, respectiv, zona Afar din Cornul Africii.

Asociațiile litologice cuprind întotdeauna secvențe epiclastice cu termeni grosieri, evaporite, intercalații de cinerite și mluri carbonatice sau silicioase (produse ale unei sedimentări hemipelagice); secvențele superioare pot avea caracterul unor turbidite marginale (conturite) depuse din curenți cu densitate scăzută. Grosimea unor astfel de asociații este de ordinul miilor de metri (în fosa Benue din golful Guineea peste 10 km); corpurile de epiclastite cu laminații oblice, de tip deltaic sau lacustru, sînt frecvente.

Asociațiile litologice din paleorifturile continentale sînt considerate cele din Africa de Sud, Germania, Marea Nordului, coasta Mării Roșii etc. Ele cuprind:

- epiclastite grosiere de tip fluvial și roci carbonatice (cu care se asociază zăcămintele de aur și uraniu) în Proterozoicul din Africa de Sud;
- argile negre, argilite și dolomite (cu sulfuri de Cu, Pb, Zn) în Permianul din Zechstein-ul german; epiclastite, evaporite și „redbeds“ alături de roci carbonatice în permotriasicul din Alpii mediteraneni;
- asociații de conglomerate submarine, gresii deltaice (de Brent) și crete pelagice (de Ekofisk) cu acumulări de hidrocarburi în depozitele mezozoice și terțiare din Marea Nordului;
- calcarenite și calcilitute, evaporite cu sulfuri de Pb și Zn în Miocenul de pe coasta egipteană și saudită a Mării Roșii.

Un caz particular al bazinelor de rift intracontinental îl reprezintă *aulacogenele* („failed rifts“ în engl.) rectilinii cu depozite nedeformate, perpendiculare pe vechi structuri orogene. Succesiunile de roci sedimentare din cadrul lor cuprind: epiclastite grosiere, medii și fine (conglomerate și gresii) acumulate sub forma unor conuri submarine și treptat înlocuite cu structuri deltaice și fluviale (Burke, 1977), exemplu fosa Benue din Golful Guineea.

Sedimentarea în bazine de rift intercontinental. Bazinele de rift intercontinental sînt caracterizate printr-o expansiune mai accelerată (1 cm/an); fluxul termic este mai ridicat, iar manifestările vulcanice — în foarte diverse forme — sînt mult mai active. Adîncimea bazinelor actuale este mare, ceea ce constituie — în raport cu lărgimea lor — o premisă pentru un regim de sedimentare în condiții de salinitate crescută și ape termale; morfologia bazinelor este variată și exprimă gradul lor de evoluție. Fundamentul lor este întotdeauna oceanic (alcătuit din complexe ofiolitice cu magmatite și vulcanite bazice și ultrabazice): bazinele tinere — tip M. Roșie și Golful Californiei — sînt alungite (peste 1 000 km) și adînci și permit acumularea unor sedimente mai groase chiar în „valea de rift“; bazinele evolute — cu dorsale medio-oceanice — tip Atlantic sau Pacificul de est — sînt foarte largi, au o morfologie complexă și, de regulă, sînt sărace în sedimente în zona dorsalelor; grosimea sedimentelor crește progresiv spre marginile continentale.

Asociațiile litologice, departe de a putea fi introduse într-o schemă unitară, sînt dependente de poziția lor în raport cu „valea de rift” (axa de expansiune), de adîncirea, cu timpul, a bazinului, de distanța față de marginile continentale, de variațiile de poziție față de Ecuator, de dinamica apelor etc. Secvențele epiclastice sînt frecvent granoclasate, iar mlurile pelagice au lămînății paralelă și caracter de „periodite”; turbiditele, la rîndul lor, îmbracă fie faciesuri proximale, fie distale.

Sedimentarea în *paleorifturile* intercontinentale este astăzi exemplificată prin unele asociații litologice — considerate de „preflis cu ofiolite”, sau „flis Atlantic” cu epiclastite de apă puțin adîncă — din Appalași (Cambrian-Ordovician) și asociațiile de roci carbonatice și marne din Alpii mediteranieni (Triasic superior-Jurassic inferior). „Perioditele” din America de Nord (Mississippi Valley), alcătuite din calcare cu intercalații de baritină, fluorină și sulfuri de Pb și Zn (tip „strata-bound”) constituie un alt exemplu. Distincția acestor depozite de ceea ce în mod curent se consideră „asociații de margini pasive” este greu de făcut.

Sedimentarea în marginile continentale pasive. Marginile continentale pasive — de tip Atlantic — coincid cu zonele de trecere de la o crustă continentală la o crustă oceanică nou formată prin expansiunea îndelungată a unui bazin de rift. Bazinele instalate în aceste sectoare sînt caracterizate prin subsidență activă și o rată mare de acumulare a sedimentelor. Consecința o reprezintă grosimea mare a depozitelor (8–18 km în Mezozoicul și Terțiarul din America de Nord).

În apele adînci, faciesurile batiale și abisale sînt dominate de epiclastite și mluri fine depuse din curenți cu densitate scăzută; turbiditele acumulate prin transport în masă, cu lămînății convolute și structuri de alunecare subacvatică, sînt, de asemenea, frecvente.

În apele de mică adîncime, asociațiile cuprind nisipuri bine sortate, adesea cu minerale grele și, în zonele cu climă caldă, sedimente carbonatice (ooides sau recifi).

Asociațiile litologice din vechile bazine de margine continentală cuprind faciesuri variate:

- de platformă carbonatică, ca cele din miogeanticlinalul Jurassic superior Eocen dintre Fosa Ioniană și Bazinul Pind;

- calcare, dolomite și gresii calcaroase cu intercalații de baritină, fluorină și sulfuri de Pb și Zn, ca cele din Triasicul alpin sau Paleozoicul inferior din S.U.A. (tip Mississippi Valley);

- de taconite feruginoase, interstratificate cu cuarțite, ca cele din Proterozoicul inferior din Transvaal, Africa de Sud;

- fosforite asociate cu calcare, argile negre și silicite, de tipul depozitelor cainozoice de pe Coasta de est a S.U.A. etc.

5.5.2. Asociațiile de roci din zonele de subducție

Evoluția plăcilor crustale prin mișcări convergente, de apropiere, atrage după sine inițierea, la un moment dat, a subducției ceea ce determină o modificare accentuată a morfologiei acestor sectoare crustale: după consumul de crustă au loc dislocații disjunctive puternice și manifestări vulcanice dintre cele mai variate: se nasc insule vulcanice, sectoarele limitrofe subducției sînt caracterizate printr-o puternică seismicitate.

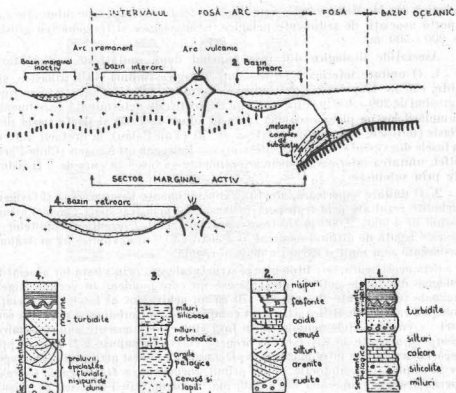


Fig. 5.5. Asociații litologice în intervalul fosă-arc.

Printr-o largă generalizare — într-un domeniu atât de complex din punct de vedere dinamic și structural — bazinele de sedimentare coincid cu *fosele*, intervalul *fosă-arc*, *arcurile insulare* (vulcanice) și sectoarele *retro-arc*; ele se diferențiază sensibil prin adâncime, mobilitate, relația cu vulcanismul și, implicit, prin chimismul apelor, legătura cu ariile continentale etc. Mai mult decât atât procesul de sedimentare este influențat și de natura plăcilor care intră în relații de subducție. Din acest punct de vedere se disting *relații de convergență*:

— între o placă continentală emersă și o placă oceanică (tip Andin) cu formare de arc insular intracontinental și depresiune continentală submontană („bazin retroarc”) (fig. 5.5);

— între o placă continentală parțial submersă și o placă oceanică, cu arc vulcanic insular (ex. Arhip. Sumatera-Jawa cu Marea Andaman — bazin retroarc pe fundament sialic);

— între două plăci oceanice, cu sau fără înglobare de mase sialice: cazul Mării Japoniei și, respectiv, al arcurilor Mariene și Aleutine din Oceanul Pacific.

Sedimentarea în fosse. Dintre fossele actuale, cu adâncimi mai mari de 5 000—6 000 m și situate în afara arcurilor vulcanice cele din Pacific (Aleutine, Peru-Chile, Mariene-Filipine), cele din Atlantic (Fosa Caraibelor) sau fosa

Helenică din M. Mediterană exemplifică sectoare antrenate în subducție care suportă asociații de sedimente pelagice, hemipelagice și terigene (cu grosimi de 300 – 500 m).

Asociațiile litologice din fose cuprind două unități de sedimentare :

1. O unitate inferioară cu secvențe pelagice (miluri roșii, albastre, sili-colite, calcare biopelagice) și hemipelagice (miluri elastice, silturi) care ajung la grosimi de 200 – 400 m. Vîrsta acestor depozite este determinată de momentul acumulării lor pe placa oceanică (care le aduce în fosă) și poate varia de la Triasic (în fosele cele mai îndepărtate de rift (Yap-Palau), la Cretacic inferior (în fosele din vestul și nordul Pacificului) sau Paleogen ori Neogen (Chile-Peru). Astfel, unitatea inferioară cuprinde sedimente „aduse” în curs de a fi asimilate prin subducție ;

2. O unitate superioară, alcătuită din sedimente hemiterigene și terigene (turbidite rezultate prin transport în masă sau prin transport glaciari) atinge grosimi de 1 000 – 2 000 m (în fosa Aleutine, Chile). Prezența turbiditelor în fose este legată de ultimul moment – Peistocen – din evoluția lor și trebuie considerată mai mult o excepție decît o regulă.

Prin aceste caractere litologice și structurale sau prin vîrsta lor asociațiile litologice din fosele actuale nu-și găsesc un corespondent în vechile eugeosinclinale (considerate în anii '60, '70 ca un echivalent al foselor). Asociația litologică care se identifică azi cu un complex de roci subduse și nu — în sens strict — cu depozitele acumulate în fosă sînt cele cunoscute sub denumirea *melange* și sesizate în diverse arii orogene tinere presupuse a fi denumit prin mișcări convergente între margini de plăci crustale. Acest atribut de „melange” sau „complex de subducție” l-au primit formațiunea franciscană (Jurasie superior-Cretacic superior) din California, nord de San Francisco și „flisul” carbonifer din M-ții Ovachito (S.U.A.) ; astăzi se încearcă extrapolări de această esență și cu alte formațiuni de pe glob.

Principalele trăsături sedimentologice ale unui melange sînt date de : caracterul haotic al asociației, alcătuită din fragmente și blocuri sedimentare autohtone (alternanțe de argile și graywacke — „turbidite de flis”) și din elemente exotice (budine de metamorfite — șisturi verzi și amfibolite, magmatite bazice — ofiolite și radiolarite) amestecate tectonic și cuprinse într-o matrice pelitică (de regulă argiloasă cu semne de anchimetamorfism : lawsonit, glaucofan). Complexul are un grad foarte slab de sortare și este prins în planul subducției ; are aspect de „wildflis”.

Sedimentarea în intervalul fosă-arc. Intervalul fosă-arc, extins pe 50 – 250 km lățime, cu o morfologie foarte variată, cuprinde zonele de sedimentare corespunzătoare bazinelor marginale active de tip andin : prearc (sau forearc) între muchia fosei și arcul magmatic ; interarc (între arcul vulcanic propriu-zis și arcul remanent (fig. 5.5) ; fundamentul lor este constituit fie din crustă continentală fie din crustă oceanică. Ambele tipuri de bazine se caracterizează prin sedimente slab tectonizate provenite din două surse : ariile continentale învecinate și arcul vulcanic.

Asociațiile litologice din *bazinele prearc* (exemplu clasic „terasa Aleutinelor” din Oc. Pacific și „creasta” Barbados din fața insulelor Antile) cuprind sedimente terigene detritice (epiclastite grosiere, arenite și silt-uri) și acumulări „eoliene” de cinerite ; secvențele terigene se grupează în complexe fluvial-deltaice, de fîrm și în complexe turbiditice (turbidite proximale și fluxo-turbidite ; contourite) ; sedimentele marine de mică adîncime (oomicrite,

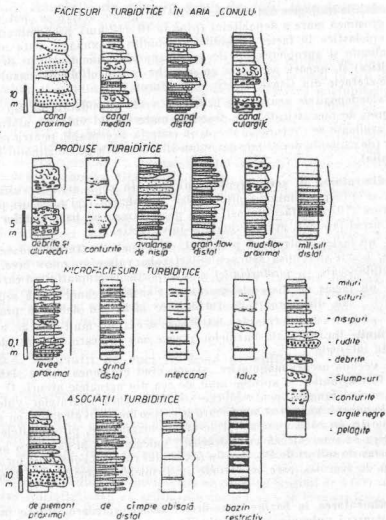


Fig. 5.6. Asociații litologice și structurale în complexele turbiditice.

oosparite, uneori fosforite) prezintă îndinări laterale de facies cu epiclastite sau cinerite; față de formațiunile sincrone din fose prezintă contacte sin-depoziționale.

Asociațiile litologice din *bazinele interarc*. În spatele arcurilor intraoceanice până în zona arcului magmatic litofaciesul sedimentar se modifică treptat pe măsura evoluției bazinului și a proceselor magmatice aferente. Karig și Moore (1975) disting patru tipuri de sedimente: cenușă și lapili acumulate sub formă de conuri submarine, argile smectice (bogate în montmorillonit) pelagice, sticlă și vulcanoclaste, mluri pelagice carbonatice acumulate în părțile distale ale bazinului și sub nivelul de compensație a carbonaților; cînd adîncimea bazinului permite acest lucru se acumulează argile brune și mluri silicioase.

Asociațiile litologice din vechile bazine marginale active se pot recunoaște după grosimea mare a depozitelor (până la 10—12 km), predominarea secvențelor epiclastice în facies turbiditic (turbidite proximale), cute monoclinale și sinclinale și apropierea lor de vechi aparate vulcanice (sau de vulcanite andezitice) și, uneori, asocierea cu o veche crustă ofiolitică (cazul asociației jurasic-cretacic din Great Valley — California).

Paleodepozitele acumulate în bazine vechi considerate de tip „interarc” sînt greu de reconstituit, dar prezența materialului vulcanic alături de secvențe argiloase se conturează drept un criteriu acceptabil pentru reconstituirea lor (de exemplu depozitele devonian-siluriene din geosinclinalul Tasman — Australia).

Sedimentarea în zona arcului vulcanic. În zona arcului vulcanic sedimentarea este predominant piroclastică și îmbracă trei faciesuri principale. Dickinson (1974) a făcut o astfel de generalizare pe baza datelor din arcul andin, arcul japonez, arcul Sumatera-Java, astfel :

- un facies central sau proximal, cu ignimbrite (tufuri sudate), fanglomerate, brecii și cenușă sau acumulări subaevative cu pillow-lave, brecii și tufuri (alunecate — *piroturbidite*) care suportă microplatforme carbonatice ;
- un facies de dispersie reprezentat prin vulcanoclastite sedimentate „fluviatil” sau din curenți de turbiditate alcătuiind delte de progradare ;
- un facies distal, fin, piroclastic care se extinde mult (zeci de km) peste formațiunile limitrofe ale bazinelor prearc sau interarc în care, de regulă, se poate intercala.

În vechile arcuri magmatice, atunci cînd eroziunea a fost slabă succesiunea formațiunilor se apropie mult de cea din actualele arcuri. O eroziune activă și îndelungată poate șterge suprastructura aparatelor vulcanice și scoate la suprafață partea superioară a corpurilor subvulcanice, cu diorite și granodiorite. În zona unor astfel de arcuri magmatice, piroclastitele dacitice și riolitice se intercalează cu epiclastite vulcanogene și găzduiesc acumulări stratiforme de sulfuri de Pb, Zn, Cu (exemplul clasic îl constituie formațiunea miocenă de Kuroko, care se extinde în Insulele Japoneze pe o lungime de 400 km.

Sedimentarea în bazine retro-arc. Bazinele retroarc, situate între continent și arcul vulcanic, sînt lipsite de arcuri remanente, sînt instalate pe margini continentale și reprezintă arii depresionare subaerene (unele zone deșertice din Anzi) sau depresiuni submerse de mică adîncime (în spatele Jawei), dar cu subsidență foarte activă.

În ciuda marii varietăți a acestor bazine, sedimentele îmbracă două faciesuri distincte :

- în faciesurile continentale asociațiile litologice sînt dominate de proluvii detritice, epiclastite fluviale și deltaice și nisipuri de dune ;
- în faciesurile marine sedimentele pot fi foarte groase (mii de metri) caracterizîndu-se prin abundența materialului terigen, intercalații de piroclastite, tranziții laterale spre un facies continental ; sedimentele epiclastice au caracter turbiditic și formă de pană.

Vechile bazine retroarc sînt greu de reconstituit din cauza subducției și a coliziunii („arc-arc” sau „arc-continent”) care modifică mult geometria sedimentelor piroclastice.

5.5.3. Asociații de roci în zone cu falii transformante („bazine de conservare“)

Faliile transformante care traversează zonele de expansiune (iar, uneori, și cele de subducție) pot compartimenta sectoare ale crustei în arii depresionare capabile să găzduiască stive de sedimente. Mișcarea microplăcilor, delimitate de astfel de factori, este oblică față de direcția „accidentelor“ majore și poate avea un caracter divergent (generînd „bazine în regim de transtensiune“ delimitate de falii în trepte — ex. M. Moartă și Bazinul Ridge din vecinătatea faliei San Andreas, California) sau convergent (generînd „bazine în regim de transpresiune“, închise ulterior prin coliziune); sectorul Peci-neaga-Camena, Dobrogea Grădinaru, 1985).

Sedimentele acumulate în astfel de bazine, de regulă afectate și de subsidență, sînt groase și prezintă variații laterale de facies. Astfel în coloana litologică a bazinului Ridge sînt sesizate brecii, conglomerate aluviale (10 000 m grosime), cu treceri laterale la gresii lacustre (1 000 m) sugerînd astfel un imens con de dejecție care se îndințează cu turbidite și sedimente neritice.

Formațiunile carbonifere din Munții Cantabrice (nordul Spaniei), alcătuite din turbidite, conglomerate acumulate prin transport în masă, calcare neritice, gresii deltaice și fluviale, conglomerate aluviale (cu grosimi totale de 2 000—3 000 m și evidente variații laterale de facies) sînt considerate depozite acumulate într-un vechi bazin de conservare.

5.5.4. Asociații de roci în zone de coliziune

Prin coliziunea plăcilor crustale suprafața și adîncimea unui bazin de sedimentare scad, sedimentele acumulate anterior se culează, iar zona emersă limitrofă devine sursă pentru un nou ciclu de sedimentare. În funcție de natura plăcilor care converg, diversitatea morfologică și tectostrukturală a unor astfel de bazine este mare. Între ele se disting: bazine oceanice remanente cu sedimente oceanice abisale și sedimente deltaice (ex. Golful Bengal) și bazine orogenice tîrzii cu sedimente fluvio-deltaice ce ating grosimi de 4 000—5 000 m (ex. Marea Adriatică) sau cu sedimente carbonatice și evaporitice (ex. zona Zagros din Golful Persic).

Un vechi bazin format prin coliziune este „fosa Siwalik“ din sudul Himalaiei în care s-au acumulat conglomerate și gresii fluviale cu mineralizații de uraniu și vanadiu. Formațiunile de molasă din Alpii nordici și depozitele multor bazine intramontane se consideră a se fi acumulat în astfel de bazine.

.....A diviza minciuna în cît mai multe adevăruri posibile. A risca eroarea pentru a găsi alt drum."

ROBERT SABATIER

6. RECONSTITUIRI DE PALEOSURSE. PETROLOGIE COMPARATĂ

În domeniul sedimentar, rocile epiclastice sînt singurele depozite care oferă informațiile pentru reconstituirea completă a istoriei „depoziționale” a sedimentelor de origine : începînd cu locul de proveniență a particulelor constituente, continuînd cu aspectele legate de dinamica lor (mod de transport, distanță, direcție, sens) și încheind cu locul și condițiile de acumulare. Transformarea lor în depozite litificate și exondate se realizează într-o etapă tîrzie, postdepozițională.

În studiile recente de petrologie sedimentară se conturează ca o problemă de mare interes științific și economic reconstituirea surselor depozitelor epiclastice vechi (paleosurselor) prin examenul petrografic comparativ (sau de „petrologie comparată”). Aceste studii furnizează primele informații concrete și obiective despre configurația geologică a unei regiuni într-un moment anterior vîrstei rocilor detritice pe care le studiem. Pot fi, de asemenea, stabilite premise noi, sedimentologice, pentru aprecierea nivelului de eroziune într-o regiune, a paleovulcanismului, a potențialului economic al zonei considerate „de proveniență” pentru sedimentarea epiclastică dintr-un anume bazin.

Prin *arie sursă* se înțelege orice suprafață în care deschiderile naturale de roci sînt supuse dezagregării și se transformă în granoclaste și litoclaste ce se pot acumula într-un bazin de sedimentare, prin transport individual sau transport în masă. O arie sursă se caracterizează prin constituție petrografică, structură geologică, morfologie și poziție geografică față de bazin.

În alcătuirea petrografică a unei arii sursă intră toate rocile preexistente deschise la un moment dat de eroziune. În funcție de structura geologică a regiunii, ariile sursă pot fi monotone din punct de vedere petrografic (alcătuite, de exemplu, numai din roci magmatice, roci sedimentare, roci metamorfice) sau pot avea o alcătuire foarte complexă (un bazin hidrografic, de exemplu, să traverseze o zonă bine deschisă în care aflorează simultan diverse tipuri de roci — granite, șisturi cristaline, calcare, gresii etc.). Unitățile de platformă alcătuite din serii grose de roci stratificate cu structuri tabulare sau monoclinale apropiate de orizontală vor constitui arii sursă cu alcătuire petrografică uniformă pe distanțe mari. Unitățile de orogen în care formațiunile geologice sînt aduse la verticală funcționează ca arii sursă foarte variate din punct de vedere litologic ; în astfel de zone, pe suprafețe relativ

mici aflorează variate tipuri de roci. Manifestarea fenomenelor vulcanice într-o arie sursă, indiferent de structura și alcătuirea sa petrografică, contribuie la contaminarea materialului epiclastic cu material vulcanoclastic. Prezența acestuia în secvențele litologice sedimentare constituie cel mai bun argument pentru precizarea momentelor de erupții vulcanice concomitente cu sedimentarea.

Monotonia sau diversitatea petrografică a ariei sursă se vor reflecta în natura granoclastelor și litoclastelor din compoziția sedimentelor acumulate în bazinul din imediata sa vecinătate.

În funcție de numărul și orientarea bazinelor hidrografice (sau glaciare) una și aceeași arie sursă poate alimenta unul sau mai multe bazine de sedimentare, atunci când bazinul de sedimentare este foarte extins, alimentarea sa se va face din mai multe arii sursă.

Pentru a funcționa ca o arie sursă o zonă trebuie să fie exondată și să se situeze deasupra nivelului de bază (al unei mări, al unui râu sau al unui ghețar, adică deasupra punctului de la care eroziunea este activă. Cu cât diferența de înălțime dintre nivelul de bază și altitudinea maximă a ariei sursă este mai mare (deci cu cât energia reliefului este mai pronunțată) cu atât aria sursă poate genera material mai abundent.

Pentru ca o arie sursă să fie activă ea trebuie să se circumscrie unei zone mobile din scoarța terestră. Adesea, astfel de zone sînt delimitate de fracturi crustale și sînt supuse unor mișcări de ridicare în raport cu bazinul învecinat. Prin subsidență, prăbușire sau eroziune o zonă sursă care a fost activă, și care ajunge sub nivelul de bază (sau la limita sa) încetează să mai fie o sursă de sedimente pentru bazin. Ariile sursă cele mai active capătă morfologia unor masive centrale izolate, cu poziție excentrică față de bazin, a unor culmi sau cordiliere alungite, paralele cu marginea bazinului sau transversale față de aceasta. Indiferent de morfologie, ariile sursă, în raport cu poziția lor, pot fi extrabazinale sau inrabazinale. Sursele extrabazinale se află la distanțe foarte diferite de bazin: poziția lor geografică în raport cu bazinul poate fi apreciată prin studiul structurilor sedimentare (reconstituirea direcțiilor de paleocurenți).

Ținînd cont de evoluția și diversificarea treptată a compoziției și structurii scoarței terestre ar trebui să acceptăm că pentru bazinele precambriene ariile sursă au fost mai puțin complexe decît cele care au funcționat în raport cu bazinele fanerozoice.

Toate rocile care intră în alcătuirea unei arii sursă se încadrează, conform concepției lui Baturin, într-o *provincie distributivă*.

În fiecare perioadă geologică intensitatea sedimentării materialului detritic a fost dependentă de relația dintre morfogenaza provinciei distributive (ridicarea blocurilor continentale) și subsidența bazinului.

6.1. CRITERII ȘI METODE

Reconstituirea ariilor sursă de material reprezintă un examen laborios care are la bază criterii complexe (mineralogice, structurale, texturale) și metode adecvate.

Criteriul mineralogic. Natura petrografică a ariei sursă poate fi precizată direct prin examenul optic al constituenților alojeni — în special feldspați, litoclaste, minerale grele — din rocile detritice (conglomerate și gresii).

Feldspații, ca urmare a diversității condițiilor lor de geneză (bine exprimate în proprietățile optice și structurale) pot preciza în multe situații rocile din care provin. Astfel, dintre plagioclazi, termenii sodici — albit și oligoclaz — provin din plutonite acide (granite, granodiorite) și din epimetamorfite; în mezometamorfite este frecvent oligoclazul bazic. Termenii neutri și bazici (andezin, labrador, bytownit) provin din plutonite (diorite și gabbrouri) sau vulcanite bazice (andezite și bazalte); în vulcanite plagioclazii sînt frecvent zonați.

Polimorfii tectosilicatului KAlSi_3O_8 se formează în condiții foarte diferite și, de aceea, sînt buni indicatori de proveniență. Astfel, sanidina (feldspatul potasic de temperatură înaltă, cu triclinicitate zero și grad de dezordine ridicat) este întâlnită, în exclusivitate, în vulcanite acide și alcaline și, rar, în corneene. Ortoclazul, de temperatură medie (are triclinicitate $\Delta = 0,3-0,6$ și un grad de ordonare al rețelei mai mare) este propriu granitoidelor magmatice și granulitelor pe cînd microlinul, termenul de temperatură scăzută (cu triclinicitate maximă $\Delta = 0,7-1$ și rețea foarte ordonată) este frecvent în granitoidele anatectice și metasomatice, în gnaise și paragneise și nu se întâlnește niciodată în vulcanite.

Fracția grea din rocile detritice provine prin concentrarea gravitațională a mineralelor accesorii eliberate prin dezagregarea plutonitelor, vulcanitelor, metamorfitelor și uneori, prin remanierea unor foste roci sedimentare. În rocile endogene în care au provenit prin cristalizare sau blastează sînt de multe ori minerale specifice capabile să indice un cadru termoharic. Fiind adesea minerale stabile rezistente la alterare, se conservă prin transport și sedimentare. Pentru creșterea gradului de certitudine, în reconstituiri de paleosurse se examinează *asociațiile de minerale grele*. Astfel, se consideră de proveniență metamorfică minerale ca: granat, andaluzit, sillimanit, disten, staurolit, de proveniență magmatică: zircon, sfen, turmalină, rutil etc.; din pegmatite poate proveni berilul, casiteritul, turmalina.

Micle, cuarțul și, cînd se pot conserva, amfibolii și piroxenii, nu sînt utilizați direct și singular ca indicatori de proveniență. În asociație cu anume feldspați și minerale grele pot completa imaginea despre mineralogia ariei sursă.

Litoclastele — reprezentînd fragmente litice provenite prin dezagregarea rocilor preexistente — prin asociațiile mineralogice care le definesc și prin trăsăturile lor texturale și structurale (grad de cristalinitate și idiomorfism, dimensiuni absolute și relative ale cristalelor, orientarea sau lipsa de orientare a acestora) reprezintă particule alogene cu semnificații directe în reconstituiri de paleosurse și, de aceea, cel mai frecvent utilizate în acest sens.

În cazul în care sursa care a generat litoclaste într-un anumit moment geocronologic, este încă exondată, deci încă activă pentru procesele de sedimentare actuale (de exemplu, cristalinul Carpaților Orientali pentru formațiunile detritice pliocene din bazinele intramontane, apoi „șisturile verzi” dobrogene pentru o parte din epiclastitele acumulate în Cretacic, Eocen, Oligocen, Miocen), atunci reconstituirea ariilor sursă din acele momente, ca metodă de studiu, poate îmbrăca forma unei *petrologii comparate*: litoclastele formațiunilor detritice vis-a-vis de tipurile de roci din sursa, încă activă. Un asemenea examen prin care se caracterizează și se compară cele două elemente luate în discuție trebuie să aibă în vedere aplicarea cu consecvență a unor criterii unitare: începînd cu cel mineralogic, prin care se stabilesc asociațiile de minerale și proprietățile lor specifice (de exemplu variația unor constante optice la amfiboli, feldspați, biotit etc.) și continuînd cu cel structural și textural (agregate microcristaline sau larg cristaline, dimensiunea

maximă a cristalelor, conturul caracteristic și felul contactului dintre particule; existența foliațiilor și microlaminațiilor, precizarea gradului de deformare al cristalelor). În cazul litoclastelor sedimentare și al „surselor” lor, aspectele diagenetice apar foarte concludente. Pentru cuarț, clorit și miche — granoclastele foarte comune și cu posibilități de proveniență foarte diferite — examenul röntgen comparativ, analiza chimică și cea spectrală etc. reprezintă etape concludente și necesare în argumentarea unității lor de origine.

Criterii structurale. Precizarea poziției spațiale a ariei sursă în raport cu locul de acumulare a materialului provenit din aceasta se poate face pe seama trăsăturilor structurale a depozitelor epiclastice din care s-au efectuat și analizele mineralogice respective. În acest scop vor fi examinate structurile direcționale planare și liniare capabile să indice direcția și sensul curenților care au transportat materialul.

Prin corelație vor fi examinate direcțiile urmelor de curent (caneluri) orientarea galeților oblați simultan cu poziția laminelor frontale din corpurile oblice laminare și orientarea creștelor din undulațiile de curent. În depozitele aluviale imbricația galeților poate, și ea, să sugereze sensul curențului. Studiul structurilor sedimentare reprezintă dincolo de acest scop — al reconstituirii poziției paleosurselor o metodă uzuală și de multe ori eficace pentru reconstituirea paleocurenților din cadrul unui bazin.

Petrologia comparată apare, astfel, ca o metodă concludentă în stabilirea tuturor conexiunilor posibile între formațiunile detritice din bazinul sedimentar și aria sursă care le-a generat. În cazul surselor recente (de exemplu, orogenul carpatic ca arie sursă pentru bazinele miocene și pliocene), un asemenea examen permite și o reconsiderare a modului de conservare a clastelor după îngropare și, respectiv, în timpul îngropării lor. Toate rocile detritice tinere considerate a se fi format pe seama unui material carpatic pot constitui obiectul unor astfel de analize.

Stabilirea unității de origine a materialului terigen în cazul în care sursa este doar presupusă se face pe baza afinității lui genetice, prin interpolare și generalizare cu produse similare despre care se poate aprecia cu certitudine modul lor de formare (de exemplu: berilul în pegmatite, plagioclazii zonați în vulcanite, distenul în metamorfite, etc.). A stabili pe aceste baze natura clastelor sedimentare înseamnă, de fapt, a stabili comunitatea de sursă a materialului. În felul acesta unitatea litologică respectivă — care poate fi sau nu o unitatea stratifică — capătă semnificația unei provincii petrologice sedimentare.

Conceptul de *provincie petrologică sedimentară* a fost introdus în literatura de specialitate de către Edelman (1933) și a fost îmbogățit prin contribuții aduse de Strahov, Baturin, Pettijohn, Potter și alții. Provincia petrologică sedimentară este o noțiune genetică în a cărei conturare elementul determinant îl reprezintă natura petrografică (și desigur, mineralogică) a materialului din aria sursă și nu condițiile de sedimentare. Cu toate acestea, având în vedere cadrul geologic și momentul în care se acumulează materialul epiclastic ce intră în alcătuirea unei provincii, la conturarea ei se va putea ține seama și de comunitatea condițiilor tectostrucurale, înrudirea de facies (litofacies, biofacies) și comunitatea de timp în care se află formațiunea examinată. Nic unul din caracterele impuse de aceste ultime „comunități”, luate izolat, nu ar putea defini o provincie petrologică sedimentară. Aceasta pentru că asociațiile de roci epiclastice acumulate într-o zonă de craton sau cele acumu-

late într-un bazin marginal activ nu alcătuiesc, în sine, o provincie petrologică; de asemenea, nici depozitele identice din punct de vedere litologic ce acoperă o anumită suprafață din cadrul unui bazin de sedimentare, de exemplu gresii cuarțoase sau arcoze ce constituie unități litologice bine delimitate, nu pot și nu trebuie confundate cu o unitate provincială. Derivă din această că nici repartiția depozitelor de aceeași vîrstă — de exemplu, gresiile oligocene sau arcozele miocene — nu se poate confunda datorită unității lor temporale cu provincia sedimentară.

Datorită caracterului poligenetic al rocilor sedimentare determinarea comunității de origine este, în multe cazuri, dificil de făcut din cauza modificărilor suferite de materialul epiclastic în timpul transportului. Compoziția mineralogică a clastelor primare, de la locul de origine, se poate modifica datorită transportului acvatic (prin curenți fluviali sau marini). Mineralele solubile (halogenuri, sulfuri) sînt dizolvate iar cele instabile și metastabile sînt parțial sau total alterate. Astfel, abraziunea selectivă poate îndepărta (sau transforma) în timpul deplasării lor silicații de tipul olivinei, piroxenilor amfibolilor. Cercetarea feldspazilor din „debitul solid” al unui riu oferă informații contradictorii: în unele situații (S.U.A.) procentul de feldspazi se poate reduce la jumătate pe distanțe mici (50–100 km), în timp ce în altele (Mississippi) de-a lungul a 1 500–2 000 km modificările procentuale pot fi considerate neglijabile.

Sortarea selectivă este un proces care contribuie la schimbarea compoziției mineralogice; ea însumează efectele variațiilor de dimensiuni și greutate specifică ale clastelor sedimentare. Întrucît practicile cu dimensiuni și densități deosebite se comportă în mod deosebit în cursul transportului fracțiunile de material depuse și cele ce alcătuiesc „debitul în suspensie” vor cuprinde la diferite intervale de timp o altă asociație mineralogică dacă influența acestor factori este mare.

În fine, modificarea compoziției mineralogice a detritusului dintr-o anumită arie sursă poate avea loc și prin contaminare sau amestec de material. Cauzele pot fi multiple: convergența unor organisme fluviale ce provin din arii sursă diferite, amestecul materialului în cadrul bazinului prin aportul curenților litorali care suplimentează sedimentarea cu material dintr-o altă direcție, acumularea materialului epiclastic simultan cu produsele de explozie (cenușă și lapili) ale unor manifestări vulcanice violente etc.

În examinarea compoziției mineralogice a depozitelor epiclastice trebuie avută în vedere granulometria lor, știind că alcătuirea mineralogică a unei anumite clase (fracțiuni) nu oglindește integral compoziția sa și că, din acest punct de vedere, comparațiile trebuie făcute întotdeauna făcute pe clase din aceeași categorie granulometrică.

Separarea unei provincii petrologice poate fi făcută numai după o bună cunoaștere stratigrafică, petrografică și sedimentologică a formațiunilor epiclastice dintr-o regiune și constituie, de cele mai multe ori, o etapă finală în cercetarea geologică a terenurilor sedimentare. Dificultățile legate de această problemă cresc, ca și în cazul reconstituirilor de paleosurse, cu vîrsta depozitelor analizate: sînt mult mai greu de conturat provincii sedimentare în formațiuni paleozoice decît în formațiuni cainozoice. Pentru țara noastră studiile sînt dispartate; singura imagine unitară în acest sens ne-o oferă Dan Rădulescu (1965, 1979) pentru ariile carpatice. Bazinul Transilvaniei și zonele extracarpătice.

6.2. PALEOSURSE PENTRU FLIȘUL ASSYNTIC DIN DOBROGEA CENTRALĂ

Formațiunea „șisturilor verzi” din Masivul central dobrogean — cumînd caracterele unui fliș de vîrstă assyntică — are un caracter terigen, siliciclastic și cuprinde roci cu o mare varietate granulometrică și mineralogică: rudite, arenite, siltite și lutite cu constituție adesea polimictică. Granoclastele de cuarț, felspați, clorit și fragmente litice se conturează ca prețioși indicatori pentru reconstituirea paleosurselor, iar structurile și parametrii granulometrici și morfometrici ai acestora, ca elemente necesare pentru definirea condițiilor de transport și sedimentare în vechiul bazin assyntic.

Feldspații, frecvenți în conglomerate, grăywacke și arcoze formează mai multe asociații: plagioclaz (An_{5-18}) — microclin la Istria și Tașaul, plagioclaz (An_{5-10}) — ortoclaz ($2V = 63^\circ - 68^\circ$) la Ciamurlia și plagioclaz (An_{1-10}) la Sibioara Războieni.

Litoclastele din arenitele-grosiere și rudite sînt reprezentate prin plutonite acide (granite, plagigranite, pegmatite grafice, granodiorite), alcaline (sienite), vulcanite (trahite, albitofire), metamorfite (gnaise microclinice, micașturi), epimetamorfite (cuarțite, filite) și retromorfite, roci epiclastice — cuarțarenite, subarcoze și siltite.

Natura petrografică a ariilor sursă a fost, de la început, eterogenă. În sursele extrabazinale aflorau șisturi cristaline cu grad înalt de metamorfism, cu grad scăzut (mult mai extinse) și plutonite asociate (granitoide, pegmatite). Natura și optica feldspașilor (absența plagioclazilor cu mai mult de 20% An și a zonalității lor) pledează pentru o configurație a ariei sursă în care rocile bazice nu erau prezente. Existența fragmentelor litice de trahite și dacite este sugestivă pentru precizarea existenței în ariile sursă a unor vulcanite preasyntice, iar tendința alcalină a litoclastelor sugerează legăturile de cossanguinitate între unele produse plutonice și vulcanice (sienit-trahit).

Prezența litoclastelor de roci sedimentare (gresii cuarțoase, arcoze) în ruditele și arenitele „șisturilor verzi” vine să confirme conservarea în ariile sursă extrabazinale a unei cuverturi sedimentare exondată în assyntic, dar, desigur, acumulată înaintea acestui moment; aceasta este una din puținele dovezi privind natura și prezența unor roci sedimentare precambriene nemetamorfizate în zonele limitrofe bazinului. Aceste litoclaste ar fi, deci, cele mai vechi roci sedimentare recunoscute ca atare într-o formațiune geologică din țara noastră (Anastasiu și Jipa, 1984). O astfel de configurație petrografică își găsește un echivalent parțial în seriile de Nipru-Bug (cu granitoide) și seria de Krivoirog (cu filite și retromorfite) și/sau, poate, cu seria de Ovruci (gresii) din platforma scitică (cratonul ucrainean) și corespondentul lor proterozoic mediu sau inferior din fundamentul Platformei Moesice (fig. 6.1).

Modul de variație a parametrilor granulometrici (M_d , σ) și morfometrici (R_o , S) ai depozitelor terigene în Masivul central dobrogean poate fi folosit alături de structurile direcționale (urme de curent, caneluri de eroziune, riduri de dragaj, laminații oblice) ca un indicator al poziției ariei sursă în raport cu bazinul. Astfel au fost trasate (Jipa, 1971, Anastasiu și Jipa, 1984): o sursă intrabazinală — „ridicarea Palazu” — din care a provenit materialul ruditic și două surse extrabazinale — una nordică de aport în special pelitic și una vestică, distală, de aport arenitic.

Din corelarea datelor petrografice și sedimentologice — grosimea mare a flișului assyntic (5 000 m), tranzițiile rapide de la un facies proximal la unul

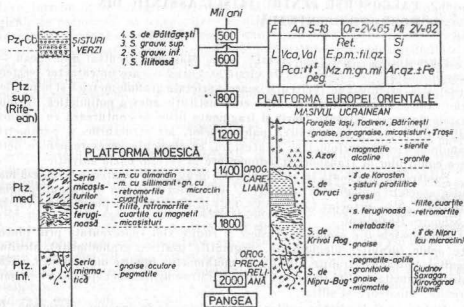


Fig. 6.1. Coloane litologice comparative între formațiunea assintică a șisturilor verzi (Masivul central dobrogean) și formațiunile proterozoice din fundamentul Platformei Moesice și al Platformei Europei orientale (Scutul Ucrainean).

distal, existența galeșilor moi, a litoclastelor de vulcanite și a matricei, ca principal liant al arenitelor — rezultă că acumularea sedimentelor s-a produs într-un bazin cu extindere mai mare decât actuala arie a Dobrogei centrale și cu o adâncime variabilă. În configurația morfologică a unui astfel de bazin ar trebui să presupunem și existența unor ridicări intrabazinale care au funcționat intermitent și ca surse de material și ca praguri care au impus direcția curenților și sensul deplasării materialului antrenat prin transport în masă.

6.3. PALEOSURSE PENTRU FLIȘUL CARPAȚILOR ORIENTALI ÎN CRETACIC, EOCEN ȘI OLIGOCEN

Secvențele epiclastice din flișul Carpaților Orientali conțin la diverse nivele cronostratigrafice — Cretacic, Eocen, Oligocen — granoclaste și litoclaste „exotice”, de culoare roșie și verde (în stratele de Bota, flișul de Hangu, flișul de Tarcău și flișul grăzoe de Kliva). Ele au fost semnalate pentru prima dată de Preda, 1924, Codarcea, 1937, Murgeanu, 1937 și Filipescu, 1937) și s-a presupus că provin din cordiliera „cumană”. Fără un studiu petrografic comparativ „elementele verzi” au fost considerate de origine dobrogeană (provenind din zona șisturilor verzi). Date recente privind petrografia acestor elemente evidențiază diversitatea mineralogică a fragmentelor litice și proveniența lor din diferite surse (Anastasiu, 1984) (fig. 6.2).

Tipurile de litoclaste și natura feldspaților din flișul de Hangu și stratele de Bota — între valea Moldovei, valea Bistriței și valea Covasna — indică

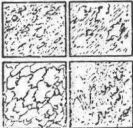
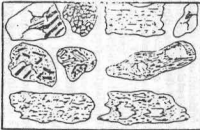
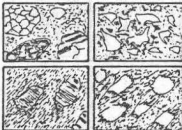
	C. ORIENTALI	ELEMENTE VERZI	MASIVUL CENTRAL DOBROGEAN ZONA ȘISTURILOR VERZI
Asociații mineralogice :	EPIMETAMORFITE $Q + Plg - An_{4-6} + Cl + Se + Gr$	$Q + Plg - An_{2-25} + Cl + Bi + Hb$	$Q + Plg - An_{4-18} + Or + Mi + Cl$
Petrografie	— metaarenite — metavulcanite : — <i>filite</i> — retromorfite — porfiroide	— graywacke — <i>siltite</i> ; <i>wackes</i> — arenite qz. glauconit — <i>filite</i> — cuarțite cu clorit — andezite cu hornblendă — granodiorite — microdiorite	— pararudite — ortorudite — <i>graywacke</i> fdp./lit. — <i>gresii litice</i> — arcoze — <i>siltite</i> ; <i>wackes</i> — argilite
Structură			
Morfometrie	contacte suturale și liniare	$Ro = 0,1 - 0,3$ $Ro = 0,1 - 0,3$ $Ro = 0,1 - 0,7$	$Ro = 0,8 - 0,9$ $Ro = 0,1 - 0,5$
Transformări secundare	— <i>foliații secundare</i> — coroane de reacție	— <i>foliații secundare</i> — <i>recristalizarea matricei</i> — <i>supracreșteri epitaxiale</i> — opacitizarea amfibolilor — cloritizarea biotitului — corziunea plagioclazilor	— <i>recristalizarea matricei</i> — <i>supracreșteri epitaxiale</i>

Fig. 6.2. Trăsăturile mineralogice și petrografice ale litoclastelor de „elemente verzi” cuprinse în ruditele și arenitele flisului carpatic comparativ cu trăsături similare ale epimetamorfitelor din Carpații Orientali și ale rocilor din Masivul central dobrogean.

DACICE		M O L D A V I D E			
1	2	Pinza de Audia	Pinza de Tarcău	Pinza culilor marginale	
G E O L O G I C	T A R A	Oligocen		F An p. 20 < 1/1	
				L - A Oz S-1/2	
		Eocen		F An 3-20 > 10 (Or, Mi)	
				L V _z Oz Gwf	
		Paleocen		F An 3-20 > 10 (Or, Mi)	
				L V _z Oz Gwf	
		Senon		F An 3-20 > 10 (Or, Mi)	
				L V _z Oz Gwf	
		Turon		F An 20-35 > Or	
				L Pco V _z Oz Arq	
G E O L O G I C	T A R A	Cenoman		L Pco V _z Oz Arq	
		Vracon		L Pco V _z Oz Arq	
		Albian		L Pco V _z Oz Arq	
		Bailem		L Pco V _z Oz Arq	

Fig. 6.3. Natura feldspaților și litoclastelor din constituția ruditelor și arenitelor epiclastice ce formează flișurile cretacice și paleogene din pinza de Audia, pinza de Tarcău și pinza culilor marginale: An — anortit 1/4; Or — ortoză; Mi — microclîn; Pca — plutonite calcoalcaline; V — vulcanite, riolite, trahite andezite; Qz — cuarțite; F — filite; Gn — gnaise, Ca — calcare; D — dolomite; Ph — fosforite; Mi — micrite; Si — silicite; Ar, q — arenite cuarțoase; S — siltite; W — wackes-uri; Gwf — graywacke feldspatic.

microgranodiorite, pegmatite, plagigranite cu biotit, sienite, albitofire, epimorfite (cuarțite, filite), gnaise roci sedimentare (biomicrite, cuarțarenite, siltite, argile feruginoase, oosparite, fosforite) (fig. 6.3).

La nivelul depozitelor cretacice „elementele roșii” sînt litoclaste de granodiorite cu plagioclazul caolinizat și pigmentat cu hidroxizi de fier, iar „elementele verzi” sînt reprezentate printr-o varietate mare de roci: microgranodiorite cu hornblendă verde, aglomerări de biotit cloritizat și opacitizat (provenit din dezagregarea granodioritelor cu biotit), andezite cu hornblendă opacitizată, filite cu clorit, wackes-uri și siltite cu clorit și sericit, graywacke feldspatic cu clorit. Aceleași tipuri de litoclaste verzi se găsesc și în secvențele ruditice de vîrstă eocenă și oligocenă din unitatea externă a flișului între văile Bistrița și Rîmnicea Șarat.

Tipurile petrografice enumerate prezintă afinități mineralogice și structurale pe baza cărora se pot atribui unor magmatite acide cu caracter calcoalcalin, consolidate în faciesuri hipoabisice și vulcanice; o astfel de trăsătură, corolată cu valorile scăzute ale parametrilor morfometrici (*Ro* mic, *S* redus) și cu absența unor trăsături morfoscopice care să marcheze prelucrarea lor intensă, sugerează o sursă intrabazinală cu dezvoltare liniară ce ar fi putut îmbrăca morfologia unui arc insular situat într-o zonă de margine continentală.

Prezența litoclastelor de riolite în zona Covasna și ocurențele de vitrocristale și cristalcristale în paraconglomeratele din zonă sugerează forme variate de manifestare a unui vulcanism, probabil presenonian, și tendința de trecere de la vulcanite alcaline și neutre în nord, la cele acide în sud. Plasarea arcului insular la interiorul bazinului (de tip „prearc”) în relație cu o margine continentală este determinată și de natura litoclastelor sedimentare (oospa-

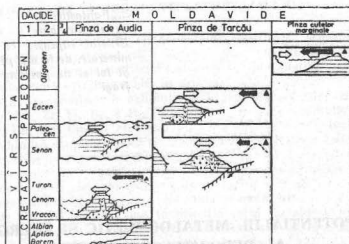


Fig. 6.4. Poziția reconstituită a ariilor sursă pentru sedimentarea epiclastică în facies de fliș din bazinele Moldavidelor în timpul Cretacicului și Paleogenului și direcțiile de transport ale clas-telor; săgețile negre sugerează surse extrabazinale identice cu șisturile verzi dobrogene.

rite, gresii cuarțoase cu ciment feruginos, fosforite cu glauconit) care schi-
 țează o asociație specifică sedimentării în zonele de shelf. Pentru o a doua
 sursă, extrabazinală, pledează litoclastele metamorfice și sedimentare, dintre
 care numai unele (filitele cu clorit, wackes-urile și siltitele cu clorit, graywacke-
 le feldspatice cu granoclaste de clorit) sunt comune epiclastitelor din cele trei
 perioade (Cretacic, Eocen, Oligocen) și prezintă afinități cu „șisturile verzi”
 din Masivul central dobrogean. Litoclastele verzi de natură magmatică
 sunt proprii Cretacicului și practic lipsese la nivelul Eocenului și Oligocenului;
 cele metamorfice variază cantitativ de la o perioadă la alta, iar cele sedimen-
 tare au o răspindire constantă. Aria sursă pentru toate elementele verzi din
 fliș a avut însă o alcătuire petrografică mai complexă și a ocupat, probabil,
 și diferite poziții spațiale (fig. 6.4).

Criteriile pe baza cărora se poate accepta legătura petrogenetică dintre
 aceste ultime tipuri de litoclaste și „șisturile verzi” dobrogene sunt de natură
 mineralogică, granulometrică și morfometrică:

- asociațiile mineralogice sunt relativ simple și identice: cuarț + clorit +
 plagioclaz (Al_{5-20}) + sericit;
- dimensiunea granoclastelor reflectă fracțiuni arenitice fine și siltice;
- angularitatea elastelor din „elemente” și cea a șisturilor verzi este
 asemănătoare;
- transformările diagenetice din litoclaste sunt specifice și șisturilor
 verzi (recristalizarea în illit și sericit a matricei argiloase, supracreșteri epi-
 taxiale cuarț-cuarț, concreșteri clorit-cuarț sunt comune).

Apariția lor, la diferite nivele stratigrafice, în secvențe ruditice episodice
 sugerează aportul intermitent de material și caracterul temporar, de arie
 sursă, pe care l-au avut regiunile limitrofe ce alimentau cu material detritic
 bazinul de sedimentare.

....„Fantastici sînt — dacă s m să
ne g ndim bine — ace li mun i.
Ei sînt c ptu i i cu tot felul de
minerale, de la aur p n  la uraniu.
 i tot ei ne parfumează gura cu
fragi“.

GEO BOGZA

7. POTENȚIALUL METALOGENETIC  I ENERGETIC AL DEPOZITELOR EXOGENE

Formațiunile sedimentare din ariile continentale  i bazinele marine prezintă, alături de semnificația dovedită in  n elegerea evoluției proceselor petrogenetice de la suprafața scoarței terestre,  i o evidentă importan   economică. Adesea, ele se constituie in obiective ale cercetării geologice pentru descoperirea de noi substan e minerale metalifere  i nemetalifere sau de noi resurse energetice — cărbuni, petrol, gaze naturale, șisturi bituminoase.

Cercetările din ultimele decade, depăşind barierele impuse de investi ia fundurilor marine  i oceanice, au estimat  i in aceste sectoare ale crustei rezerve importante de substan e metalifere (15 miliarde tone Ni), 8 mld. t Cu, 5 mld. t Co etc.)  i un potențial impresionant de petrol localizat in depozitele platformelor continentale submarine (100 mld. t),  i de cărbuni.

Foarte multe substan e minerale utile se concentrează pe cale exogenă  i se acumulează in cantități exploatabile numai in domeniul sedimentar : aluminiul din bauxită, fosfa i, azota i, sulfați  i cloruri, caolin, bentonit, dolomit, diatomit etc. Altele, care p n  recent au fost considerate in exclusivitate de origine endogenă, s-au dovedit a putea fi generate sau concentrate  i in condițiile exogene i : baritina, galena, calcopirita, zeoliții, multe substan e radioactive, acumulări de Fe, Mn, Ni etc.

Resursele energetice conven ionale — cărbunii, petrolul, șisturile bituminoase —, indiferent de poziția lor (in arii continentale  au zone subacvatice) sînt legate întotdeauna numai de formațiuni sedimentare. Descoperirea unor astfel de zăcăminte este  i va fi întotdeauna legată de  n elegerea modelelor faciale, a proceselor exogene depozitionale  i postedepozitionale, in general, de efectuarea analizelor secven iale  i reconstituirile de paleomediul.

Potențialul metalogenetic  i energetic al depozitelor exogene se dovedește circumscris conceptului tectonicii globale, dependent  i de poziția lor in asociațiile litologice legate de o anumită configurație  i dinamică a plăcilor crustale.

7.1. EXOGENEZA ȘI SUBSTANȚELE METALIFERE

În raport cu proprietățile metalelor din constituția scoarței terestre procesele de concentrare exogenă a acestora sînt variate și selective; ele îmbracă atît un caracter depozițional („singenetic” în limbajul metalogeniei), cît și unul diagenetic. Acțiunea lor, în cele mai diverse forme — mecanică, chimică, biotică — conduce la acumularea de tip „placers”, depozite explozabile de Au, Sn, Zr, Ti, Be, T.R., Pt, diamant, etc. și a acumulărilor de Al, Ni, Fe, Mn, Pb, Zn, Cu—U etc. sub forma unor zăcămintе reziduale, de precipitare chimică sau biochimică și/sau de remobilizare diagenetică („epigenetică”, în același limbaj metalogenetic). În contextul formațiunilor sedimentare, aceste concentrații apar — după o remarcă a lui Clemmey (1985) — ca „produse anormale ale unor evenimente geologice normale”.

Disputele din domeniul genezei zăcămintelor metalifere, în special a celor de sulfuri de Pb, Zn, Cu, U, pun în discuție sursa metalului, natura fluidului mineralizant, căile de deplasare a acestuia și mecanismele de separare și de concentrare a metalului respectiv.

Este meritul lui Knight (1957) și Garlik (1967—1981) de a fi reconsiderat sursa de metal și de a fi construit un model genetic bazat pe analiza facială în cazul zăcămintelor de Cu din Zimbabwe) și a celor de Pb și Zn din argilele negre de la Meggen și Rammelsberg. Originea multor metale (Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, U) trebuie căutată fie extrabazinal, în scoarțele de alterare (ale momentelor respective), fie intrabazinal, în soluțiile naturale din mediile de acumulare, în stivele sedimentare însăși, deci în soluțiile interstițiale.

În felul acesta soluțiile purtătoare — reale, electrolitice sau coloidale — au un caracter supergen meteoric-vados. Temperatura lor oscilează între 50 și 150°C și, funcție de natura metalului, vor avea un caracter alcalin sau acid și un potențial oxidant (pentru Fe^{3+} , V^{3+}) sau reducător (pentru Pb, Zn, Cu); densitatea lor poate atinge 1,1 g cm⁻³.

Circulația soluțiilor mineralizate este dependentă de permeabilitate deci de porozitatea efectivă; fisurile și natura lor joacă un rol esențial în controlul mișcării fluidelor și, în final, în caracterul adesea discordant al corpurilor de minereu generate (pentru acest motiv considerate de foarte multe ori de afiliație magmatică). Existența sistemelor de fracturi în zonele de margine continentală face din aceste sectoare excelente medii pentru concentrarea a numeroase substanțe minerale utile (Cu, Pb, Zn).

Stricarea echilibrelor chimice — modificarea pH-ului, Eh-ului, presiunii gazelor O₂, CO₂ etc., a temperaturii fluidelor — atrage după sine precipitarea metalului respectiv (conceptul de „exhalite” — Amstutz și Bernard, 1973; Badham, 1981); adesea, procesele geobacteriene s-au dovedit a avea un rol covârșitor în schimbarea ambianței primare, în trecerea SO₄²⁻ în S și, astfel, în eliberarea principalului anion necesar formării sulfurilor de Pb, Zn, Cu sau în trecerea Fe²⁺ în Fe³⁺ în condițiile eliberării metabolice a oxigenului (vezi originea ferilitelor).

7.1.2. Placers (zăcămintе detritice)

Nisipurile purtătoare de minerale grele (în special oxizi, fosfați și silicați de Zr, Ti, Sn, Fe, Cs, Ce, La, Th), între care cinabru (gr. sp. = 8,2—8), columbit (7,15—8,20), wolframit (7,7—7,2), casiterit (7,1—6,8), scheelit (6,1—5,9), monazit (5,3—4,9), magnetit (5,2), ilmenit (5—4), zircon (4,7),

corindon (4,3—3,6), topaz (3,6—3,5), rutil (4,3—4,2) sau aur (19,3—15,6), platină (19—14) și diamant (3,5), pot deveni o sursă exploatabilă pentru elementele respective, dacă cel puțin pe o grosime de 30 cm dintr-o coloană de 10 m nisip conținutul de metal se ridică până la 70%.

Pentru a se acumula în „*placers*” fracțiunea grea (gr. sp. < 2,9) trebuie să prezinte stabilitate chimică în zona de oxidație și rezistență la abraziune, impact etc. Ea provine dintr-o arie sursă în care se găsește diseminată și se concentrează progresiv în sedimente epiclastice: în cantități mai mari în depozitele mai noi decât în cele vechi și mai frecvent în faciesurile distale decât în cele proximale.

Interconexiunea proceselor de eroziune-agradare este o condiție a acumulării lor în sisteme fluviatile (aluviale), deltaice și litorale (așa-zisele *placers*-uri laterale, de acreție în plaje marine sau oceanice), în faciesuri de canal, bare sau cordoane. Mai puțin productive sînt *placers*-urile eluviale, deluviale și proluviale din vecinătatea ariilor sursă (a scoarțelor de alterare) și cele lacustre, glaciare (morenice și fluvio-glaciare), eoline (de dune).

Zr, Ti, Sn și pămînturile rare (Ce, La, Th) fac obiectul exploatării marilor acumulări de *placers* localizate în nisipurile dunelor de coastă din Australia (New South Wales, întinse pe 600 km), Malaysia și Namibia. Aurul concentrat în aluviuni fluviatile, în faciesuri de canal și bare s-a extras din Colombia-Peru, California, fluviul Lena — U.R.S.S., South Island, (Noua Zeelandă) și Valea Arieșului — România. În Africa de Sud, la Witwatersrand apare aur în paleo*placers* rudito-arenitice situate la limita Arhaic-Proterozoic.

7.1.2. Zăcămintele de metale feroase, neferoase și radioactive

Fierul și manganul concentrate, în special, în faciesuri oxidice (Fe_2O_3 , $\text{FeO} \cdot \text{OH}$; MnO_2 , $\text{MnO}_2 \cdot \text{Mn}(\text{OH})_4$ se pot acumula direct, pe cale chimică, biochimică și diagenetică, în sisteme depozitionale identice (lacustre, litoral-neritice, abisale, în cruste de alterare — „pălării de fier”). În ciuda asemănării mediilor naturale în care se formează și a identității condițiilor chimice ($E_h > 0$, $\text{pH} > 8,7-8$), metalele respective ajung să formeze zăcămintele sedimentare în asociații litologice distincte.

Fierul îmbracă, în special în vechile depozite de ferilite, forma acumulărilor de hematit, magnetit, siderit și silicați (chamosit), cunoscute în două tipuri genetice:

a) taconitele stratificate arhaice („*banded iron formation*”), tip Algoma și algonkiene (Lacul Superior-Hamersley); În România se cunosc la Palazu Mare, Dobrogea;

b) minetele sau depozite ooidice („*oolitic ironstone*”) mezozoice și cainozoice (Doggerul din Alsacia și Lorena — Franța, din Platforma Moesică și Eocenul de la Căpuș, nord-vestul Transilvaniei).

Manganul, prezent aproape în exclusivitate într-un facies oxidic (birnessit, todorokit, vernadit) și asociat cu Fe, Cu, Co, Ni, se găsește, în special în sedimentele actuale, sub forma „nodurilor polimetaliice” de o mare diversitate genetică și prezenți, de asemenea, în variate sisteme depozitionale

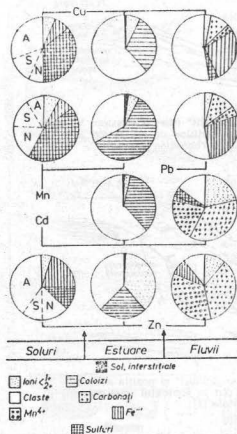


Fig. 7.1. Asocierii metalelor feroase și neferoase cu elemente chimice și claste în sedimente și în soluri [81].

calcare și formează acumulări exploatabile în urma unor procese de remobilizare diagenetică. În legătură cu așa-numitele zăcămintă stratiforme („Stratabound”) din Pine Point-Mississippi Valley au fost propuse mai multe modele prin care se explică originea și circulația metalelor.

Modelul *exhalit* al lui Badhan (1981) și Russel (1983) — plasează sursa de Pb și Zn în argilele negre distale ale unei platforme carbonatice marginale, iar pe cea de SO_4^{2-} în faciesurile de tip „back reef”, din afara concentrațiilor metalifere. Întilnirea lor, în urma transferului intraformațional, în calcarele dolomitice (recifale dolomitizate) din marginea platformei ar fi asigurat, aici, depunerea epigenetică a sulfurilor respective (fig. 7.2).

Modelul *inhalit* al lui Clemmey (1985) — leagă Pb și Zn de sedimente distale, iar SO_4^{2-} de soluții marine locale, ajunse după migrare prin nivele poroase în masa unor turbidite carbonatice proximale, de tipul debitelor conservate într-un mediu reducător sau pe fracturile imediat limitrofe (fig. 7.3).

Cuprul și uraniul sînt alte două elemente al căror drum metalogenetic în timpul proceselor mesogenetice și telogenetice (epigenetice s.s.), este aproape identic. Potențialul prismelor sedimentare de a facilita concentrarea acestor

(neritic, abisal, lacustru, paludal: M. Barents, M. Kara, M. Baltică, Oc. Pacific, Oc. Indian, Oc. Atlantic, Lacul Ladoga, Lacul Ontario etc.). Corespondența depozitelor vechi cu asemenea tipuri de acumulări este greu de stabilit în ciuda identităților de facies mineralogic sau cadru litologic: zăcămintele oligocene de la Nikopol Cîntura (U.R.S.S.) și cele eocene din flișul Numidian-Sicilia ar putea corespunde unei asemenea situații.

Sulfurile de Pb, Zn, Cu sînt, adesea, prezente în formațiuni sedimentare, alături de Ba și U. Ele se concentrează atît prin procese depozitionale în medii restrictive, euxinice, de mare adîncă, cît și prin procese diagenetice, de remobilizare, în faciesuri fluviale distale sau de șelf intern, estuare (fig. 7.1).

Modelul clasic pentru acumularea singenetică a sulfurilor de Zn și Cu (± Au) îl constituie faciesurile pelagice miocene din Marea Roșie, dispuse în lungul zonei de rift intercontinental, deasupra unei cruste oceanice. Argilele cu sulfuri din zona Tondros-Cipru sînt considerate un corespondent al acestora.

Sulfuri de Pb și Zn, adesea cu baritină, se asociază cu argile negre și

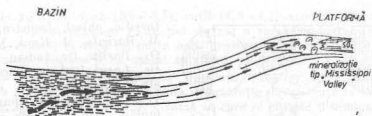


Fig. 7.2. Modelul metalogenetic „exhalit” (tip „Mississippi Valley”) de formare epigenetică a mineralizațiilor de Pb și Zn asociate rocilor sedimentare carbonatice [17].

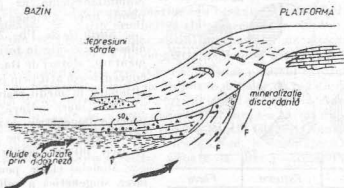


Fig. 7.3. Modelul metalogenetic „inhalit” și poziția acumulărilor metalifere de Ba, Pb și Zn în contextul unei margini continentale [17].

metale este determinat de caracterul continental al depozitelor fluviatil-deltaice sau litorale și de climatul arid în care ele evoluează. Soluțiile de uranil și carbonați purtătoare de metale, cu Eh pozitiv, circulă din zone continentale (scoarța de alterare) spre faciesuri epiclastice terigene și depun mineralizații (fig. 7.4) :

— prin procese de difuzie în faciesuri proximale subaerene (în calcret-caliche, ex. Langer — Namibia) ;

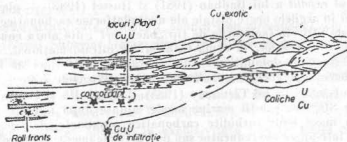


Fig. 7.4. Principalele medii depozitionale și postdepozitionale de acumulare a asociațiilor metalifere de Cu și U [17].

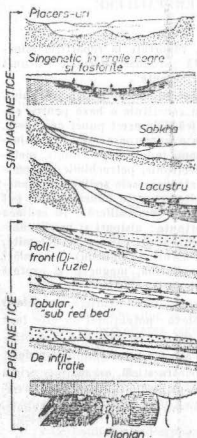


Fig. 7.5. Clasele genetice ale depozitelor sedimentare de uraniu [32].

dar): gibbsit ($\text{Al}(\text{OH})_3$), diaspor și boehmit ($\text{AlO} \cdot \text{OH}$), și garnierit ($\text{NiH}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$, revdinskite ($\text{NiMg}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$).

Sursa de metal trebuie căutată în rocile subiacente (în acest caz în materialul parental):

- în bazalte (Gujarat Madhya Pradesh — India), sienite alcaline (Minas Gerais — Brazilia, Arkansas — S.U.A.), granite (Indonezia) etc. cu până la 15–20% Al_2O_3 , pentru ca în depozitele reziduale care generează bauxite lateritice Al_2O_3 să atingă 40–50%;

- în serpentinite, harzburgite, peridotite (Uralii de Sud, Brazilia, Noua Caledonie, Cuba) cu 0,24% Ni, pentru ca în depozitele reziduale conținutul să crească la 2,85% Ni.

Adesea, scoarțele de alterare rețin (alături de Al și Ni) fier și mangan sub formă de oxizi și hidroxizi, în „pălăriile de fier”, în care mineralul principal este limonitul; în Cuba, Indonezia, Filipine și Africa de Vest (la Conakry) formează rezerve importante (de ordinul sutelor și miilor de milioane de tone).

Fără de Al, prins în hidroxizi, Ni circulă descendent sub forma soluțiilor de bicarbonați, sulfați și, eventual, $\text{Ni}(\text{OH})_2$ și se reorganizează, la baza scoarței de alterare, sub formă de filosilicați sau intră în rețeaua smectitelor și a cloritelor; este adesea însoțit de Co.

- în faciesuri de canal sau cimpie aluvială, în gresii roșii concordante cu formațiunile limitrofe („red-beds”) (ex. majoritatea depozitelor devoniene și permieni de la Blind River — Canada, Lodève — Franța, Pritt — Italia) (fig. 7.5);

- prin acumulare „perdescensum” (zăcămintele de infiltrație) la baza unor formațiuni grosiere roșii (conglomerate) ce colmatează un paleorelief (tipul „sub red bed”) (ex. Atabaska, Saskatchewan), dînd impresia unor corpuri discordante; de asemenea, acumulat în cărbuni (Paleozoic și Mezozoic) și în șisturi bituminoase (Ambrosia Lake — S.U.A.);

- prin procese de difuzie în faciesuri distale, mai fine, conducînd la acumulări linguatate și/sau lobate (tip „roll front”) (ex. majoritatea zăcămintelor mezozoice).

7.1.3. Zăcămintele reziduale (Al și Ni)

Aluminiul și nichelul, datorită potențialului ionic mic și în consecință stabilității lor chimice, se concentrează în scoarțele de alterare sub forma unor compuși de neoformație (rezultați în special prin procese de hidroliză și oxidare).

7.2. EXOGENEZA ȘI SUBSTANȚELE NEMETALIFERE

Dacă zăcămintele metalifere, în general, raportate la repartitia mine-ralelor și rocilor în scoarța terestră reprezintă „produse anormale”, atunci cele nemetalifere pot fi considerate produse „curente”.

Depozitele nemetalifere — excluzând substanțele energetice (cărbunii, petrolul) — trebuie să includă tot ceea ce nu constituie o bază pentru extracția unui metal și care are o utilitate practică. Din acest punct de vedere, exogeneza controlează formarea și acumularea a numeroase substanțe mine-rale utile valorificabile în foarte diverse domenii industriale: chimic, meta-lurgic, siderurgic, materiale de construcție, electronic, petrochimic sau agri-cole — îmbunătățiri funciare etc. Practic, toate procesele sedimentare ana-lizate au drept produs final unul sau mai multe agregate minerale care pot fi încadrate în categoria geologică de „substanță nemetaliferă”. În ordinea sistematicii utilizate, cităm pe cele mai importante: nisipuri și gresii cuar-țoase, loess, argile oligomictice (caolin și bentonite), calcare și dolomite, evaporite (zăcămintele de sulfat, sare gemă și săruri de potasiu), acumulări de baritină, fosfați, zeoliți, concentrații de celestină, magnezit și azotați (salpetru de Chile), unele silicolite (jaspuri, silixuri).

Fiecare în parte face astăzi obiectul unor exploatare în cariere sau galerii și așteaptă, cu fiecare an, o valorificare complexă: potențialul lor este încă nebanuit dacă ținem seama de numeroasele „viraje” pe care le-a luat utili-zarea unor astfel de substanțe în ultimele decade (să nu exemplificăm decît prin nisipul cuarțos) în trecut utilizat numai pentru sticlă, azi materie primă de bază în industria electronică; zeoliții în trecut neglijați, azi o resursă im-portantă pentru industria petrochimică, industria alimentară, zootehnie, materiale de construcție etc.).

Această diversificare a utilizării este expresia adîncirii gradului de cu-noaștere a proprietăților lor și, deci, a capacității noastre de penetrare și decelare a structurii interne a agregatelor respective, în special a consti-tuenților lor mineralogici, principalii purtători ai „elementelor urmă”, a proprie-tăților termoelectrice, piezoelectrice, magnetice, adsorbante și filtrante, a rezistivităților termice și electrice, a proprietăților radioactive, a stabilității culorilor și, nu de puține ori, a valorilor estetice (pietre prețioase și semipre-țioase). Or, pentru aceasta, tehnica de investigație trebuie să fie la înălțime și să ofere ușor, rapid și ieftin, un diagnostic precis. Este, de asemenea, clar că tehnologia de preparare, pentru valorificarea la maxim a potențialului lor, trebuie, pe de altă parte, să facă un salt spectaculos.

7.3. EXOGENEZA ȘI RESURSELE ENERGETICE

Resursele energetice — cărbunii și petrolul — sînt cantonate exclusiv în roci sedimentare, fie că acestea reprezintă mediul lor de formare, fie că sînt colectori ai lor (fig. 7.6).

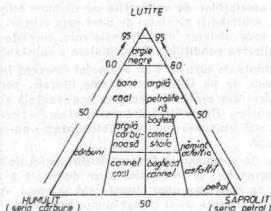


Fig. 7.6. Principalele categorii petrografice în seria cărbune-petrol-argilă.

7.3.1. Cărbunii

Formarea cărbunilor la suprafața scoarței terestre a fost determinată de apariția și dezvoltarea regnului vegetal și, în special, a psilophitelor (în Silurian și perioadele următoare), bogate în celuloză și lignină. Astăzi 4% din formațiunile sedimentare sînt, potențial, purtătoare de cărbuni, gazda lor constituind-o, în exclusivitate, seriile epiclastice arenitice și lutitice. Urmărind distribuția lor în timp geologic, sesizăm trei momente principale în care s-au realizat condiții optime de acumulare și conservare a substanței vegetale (fig. 7.7):

- 1) Carbonifer — Permian inferior, cu 22% din rezervele mondiale, localizate în America de Nord, Europa și Africa de Nord;
- 2) Jurassic superior — Cretacic inferior, cu 27% din rezerve în estul Asiei, în Australia, Africa de SE și America de Sud;
- 3) Cretacic superior — Cainozoic, cu 51% din rezerve, în centura Pacifică (coastele americane și asiatice) și arhipelagurile din Pacific. În România se găsesc cărbuni formați în acest interval de timp în bazinele Petroșani, Comănești, în Oltenia etc.

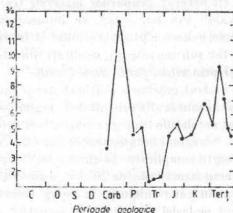


Fig. 7.7. Frecvența în timp geologic a formațiunilor sedimentare purtătoare de cărbuni [13].

Ciclicitatea asociațiilor de epiclăstite cu cărbuni este atribuită modificărilor climatice, schimbării nivelului de bază prin mișcări tectonice și eustatice și realizării unor sisteme depozitionale care, corelate în timp și spațiu, au condus la realizarea condițiilor de acumulare a substanței vegetale.

Marile zăcămintе de cărbuni s-au acumulat frecvent în condiții *paralice* (90% din rezervele de pe Glob), în sisteme litorale, peritidale și deltaice (sau fluvio-deltaice) din zonele de margine continentală și, mai rar, în condiții *limnice* (lacustre, fluviale intracontinentale — cca 10%); bazinele actuale cu vegetație lemnoasă din Ins. Kalimantan s-au colmatat cu o rată de 17 m/4 000 ani.

Micromediile de sedimentare favorabile din astfel de sisteme corespund mlaștinilor (mangrovelor) și turbăriilor și se dovedesc a nu fi dependente, în exclusivitate, de existența unui climat cald și umed. Astfel, pentru Permian se apreciază existența unui climat temperat și rece.

Conservarea substanței vegetale, condiția „sine qua non” a formării zăcămintelor de cărbuni, se realizează într-un cadru sedimentologic limitat atunci cînd :

- ea nu este contaminată, excesiv, cu material epiclăstic, deci aportul terigen este redus în momentul acumulării ei ;

- nivelul hidrostatic este constant și apropiat de suprafață, permițînd, astfel, scoaterea ei de sub influența oxigenului ;

- salinitatea mediului este foarte redusă ; un mediu dulceol cu pH acid este absolut necesar (apele marine, alcaline inhibă conservarea substanței vegetale).

Carbonificarea, procesul diagenetic de trecere a substanței vegetale în cărbuni, se realizează în mai multe stadii (de *turbă*, de *lignit*, de *cărbune bituminos*, de *antracit*), este controlat la început de procese biologice, apoi de procese fizico-chimice și are drept consecință : creșterea progresivă a conținutului de carbon, deci a puterii lor calorifice (fig. 7.8) ; pierderea conținutului de gaze ; ridicarea gradului de opacitate ; închiderea culorii (de la galben-brun la cenușiu-negru) etc.

Cărbunii, în diferitele lor stadii de carbonificare, se deosebesc între ei prin compoziția chimică : C (60—96%), H (1—12%), O (2—20%), N (1—3%), rar S și P, prin afinitate față de diverse elemente chimice rare — Be, Ni, Co, Mo, V, Ge, U, Ga, N — și prin trăsături petrografice imprimate de prezența (și natura) grupurilor macerale (care cuprind constituenți morfologici observabili sub microscop, ce influențează toate proprietățile cărbunilor ; astfel, se cunosc *vitritul*, *exinitul* și *interitinitul*) și microlitotipilor (identificabili tot sub microscop), rezultați din asocierea unor macerale ; sint reprezentati prin *vitrit*, *fuzil*, *clarit*, *durit*).

Numărul, grosimea, continuitatea și calitatea secvențelor (sau ciclotheme-jor) cu cărbuni se află sub influența regimului tectonic în care s-au acumulat și evoluat asociațiile litologice respective. Cele mai bogate zăcămintе de cărbuni se află în regiuni cutate, mobile, în care îmbracă și o geometrie tridimensională foarte complicată. Se cunosc însă acumulări de cărbuni în toate categoriile tecto-structurale de bazine sedimentare :

- din zone subduse, în Noua Guinee, Bazinul Sydney — Australia, cărbunii molasici din avanfosa carpatică etc. ;

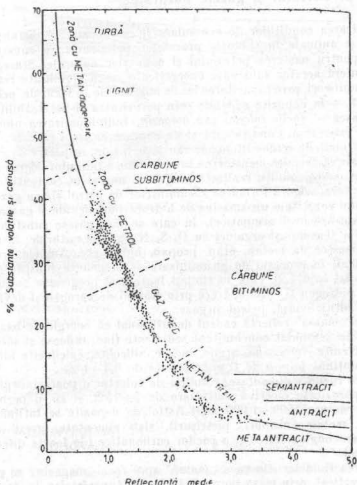


Fig. 7.8. Corelațiile dintre tipurile de cărbuni (după gradul de carbonificare) și zonele de generare a petrolului și gazelor naturale în raport cu reflecțanța medie și conținutul de substanțe volatile [13].

- din zone de rift intracontinental (aulacogene): Bazinul Victoria — Australia cu o grosime maximă de 230 m ;
- din margini continentale pasive: Bazinul Golfului, cu grosimi relativ mici ;
- din zone cratonice stabile: Bazinul Karro — Africa de Sud, Bazinul Cooper — Australia, Bazinul Moscovei.

Potențialul energetic al formațiunilor sedimentare purtătoare de cărbuni se dovedește cu atât mai promițător și cu atât mai rentabil, cu cît grosimea secvențelor este mai mare, conținutul în C mai ridicat, iar extracția lor are loc fie în cariere, fie în mine de adîncime mică. Cele mai mari rezerve sînt calculate pe teritoriile U.R.S.S., S.U.A., Chinei și Australiei.

7.3.2. Petrolul și gazele naturale

Realizarea condițiilor de acumulare și conservare a substanței organice vegetale și animale în evoluția proceselor sedimentare a constituit prima premisă pentru nașterea petrolului și a gazelor naturale. Starea lor fizică fluidă conferă acestor substanțe energetice o mare mobilitate reflectată, de cele mai multe ori, prin capacitatea lor de migrare de la locul de origine — rocile *mamă* — în depozite capabile prin porozitatea și permeabilitatea lor să le găzduiască — rocile *colector* sau *magazin*. Individualizarea unui zăcămint de petrol este, însă, condiționată și de conturarea unei *capcane*, a unui rezervor mărginit de *ecrane* litologice sau structurale, respectiv de zone impermeabile care să permită menținerea sub presiune a fluidului migrat în colector.

Toate aceste condiții realizate progresiv, numai în contextul unui bazin de sedimentare, asigură formarea zăcămintelor de petrol și/sau gaze naturale.

Petrolul constituie un amestec de hidrocarburi lichide și gazoase (metan, naftene, hidrocarburi aromatice), în care se mai găsesc substanțe bituminoase solide și compuși organici cu O, S, N; gazele naturale, la rândul lor, sînt un amestec de metan, etan, propan, butan etc. Ambele produse sînt termeni finali în procesul de bituminizare — diagenеза substanței organice primare (vezi cap. 4.2), care în timpul îngropării progresive se îmbogățesc relativ în hidrogen și carbon, trece prin stadiul de kerogen și devine treptat substanță bituminoasă, petrol și gaze.

Rocile „mamă” reflectă cadrul depozitional cu energie de bazin scăzută în care s-au acumulat concomitent sedimente fine, mîloase și substanță organică, devenite, împreună, argile, marne, silicite, calcilcite bituminoase, al căror conținut minim de C organic este de 0,4–1%.

Printre rocile sedimentare, condiția de colector o poate îndeplini un depozit cu porozitate efectivă mai mare de 5–15% și cu o permeabilitate care să depășească 500–1 000 mD. Astfel de depozite se întîlnesc în roci epelastice mobile (nisipuri, pietrișuri), slab cimentate (gresii cuarțoase, arcoze, microconglomerate) și a rocilor carbonatice (de foarte diferite tipuri petrografice).

Migrarea fluidelor din roca „mamă” spre roca „magazin” se poate face lateral și vertical, prin masa poroasă, în lungul suprafețelor de strat și a discontinuităților mecanice materializate prin suprafețe de eroziune, linii de fractură, plane de încălecare etc. atît în timpul evoluției diagenetice, cît și a celei orogenice.

Geometria zăcămintului de petrol, adesea foarte variată, devine astfel expresia geometriei capcanei care-l localizează. Ea poate fi imaginea unui mediu depozitional (a unui sistem, subsistem sau facies: o deltă frontală, un con aluvial sau submarin, o bară, un canal colmatat (fig. 7.9), un reef,

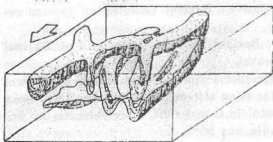


Fig. 7.9. Geometria corpurilor de nisip aparținînd unui sistem fluviatil cu debit în suspensie [13].

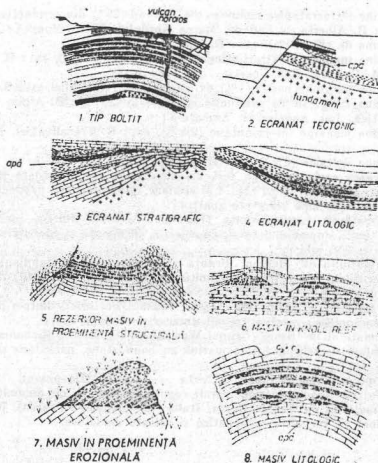


Fig. 7.10. Tipuri structurale de rezervoare de petrol și gaze (după Smirnov, 1978).

o rampă etc.), cit și rezultatul unor determinări tectonice, larg structurale (cute, pinze, falii, diapire etc.) (fig. 7.10).

În scara stratigrafică zăcămintele de petrol sînt localizate în tot Phanerozoicul: mai rar la nivelul Paleozoicului (de regulă, în bazine intra- și epicratonice) și mai frecvent în Mezozoic (în fosse de subducție și margini active) și Cainozoic (în avanfose și fosse intermontane, în sisteme cutate alpine). Cîmpurile petrolifere de dimensiuni foarte mari aparțin bazinelor tinere și conțin 75% din rezervele descoperite, în ciuda faptului că reprezintă doar 1% din cîmpurile cunoscute.

Rezervoarele siliciclastice aparțin la sisteme depozitionale diferite: fluvial (Formațiunea de Staffjord, Marea Nordului—Jurasic), deltaic (Niger), litoral (Gresia de Niobrara, New Mexico, S.U.A.), de șelf (Gresia de Sussex, SUA), clinoformelor de taluz (Cainozoicul din Sacramento, California, SUA) sau fondoformelor (Paleocen-Eocenul din Marea Nordului) integrate din punct de vedere tectostructural în 8 tipuri de bazine:

1) bazine intracratonice simple (1,5% din producția mondială), ex.: Parizian, B. Illinois, B. Peciora, B. Nipru-Donet;

- 2) bazine intracratonice compuse, de vorland (25% din producția mondială), ex.: B. Alberta — Canada, Marea Nordului, Platf. Moesică;
- 3) bazine de rift (10%), ex.: B. Rin, B. Sirta;
- 4) bazine marginale extracontinentale, asimetrice (47%), ex.: B. Vest-Siberian, M. Caspică, Golf Coast;
- 5) bazine marginale pasive (1%), ex.: nord-vestul Australiei, estul S.U.A.;
- 6) bazine marginale de subducție, active (7,5%), ex.: B. Alpin, Avanașca carpatică, Los Angeles, I. Sumatera;
- 7) bazine mediane intermontane (2,5%), ex.: B. Transilvaniei, B. Pannonic;

8) bazine deltaice (6%), ex.: Mississippi, Niger.

Rezervoare carbonatice au fost descoperite în aproape toate tipurile de „faciesuri standard” (vezi cap. 4.3) și oferă astăzi omenirii producții importante. Exemple bine cercetate aparțin:

a) Formațiunii Lacq, Franța (Bareman-Aptian), dintr-o platformă internă la limita domeniului tidal, cu micrite, dismicrite și biomicrite fisurate; rezerve 260 mld. m³;

b) Formațiunii de Meillon, Franța (Kimmeridgian-Portlandian), din sistemul peritidal, cu biostrome dolomitizate și breccii dolomitizate; rezerve 65 mld. m³;

c) Formațiunii cu oolite din Dogger, Bazinul Parisului, dintr-o barieră cu grainstone oolitic; rezerve 4,9 mil. tone.

d) Formațiunii de Mishrif (Grupul Wasia), Arabia Saudită (Cenomanian), dintr-un sistem de șelf-platformă marină cu boundstone, packstone și wackestone;

e) Formațiunii Back Creek, Alberta — Canada (Devonian), într-un facies recifal de stromatoporide, corali rușoși și tabulați, cu dolomitizări;

f) Formațiunii de Scaglia Rossa, Italia (Cenomanian-Paleocen), într-un facies bazinal cu turbidite carbonatice și calcare alodapice.

8. STRATIGRAFIE SECVENTIALA

8.1. Despre concept, terminologie si metoda

Colmatarea bazinelor de sedimentare prin acumularea succesiva a unor variate faciesuri depozitionale este rezultatul firesc al evolutiei sale controlata in timp de factori globali, cum ar fi:

- eustatismul si oscilatiile de nivel ale oceanului planetary;
- tectonica exprimata in intensitatea si rata miscarilor de inaltare a ariilor sursa si, respectiv, a miscarilor de subsidenta din bazin;
- aportul de sedimente in bazin (rata, calitate,)

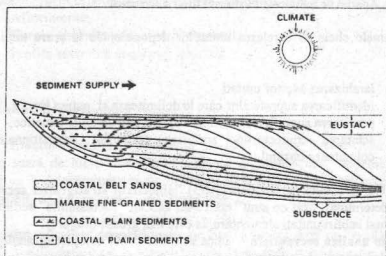


Fig. 8.1- Factorii care configureaza repartitia si geometria faciesurilor intr-un bazin de sedimentare

Efectul actiunii acestor factori in diferite puncte ale bazinului este diferit si, in consecinta, unitatile depozitionale care se succed au, sau pot avea, calitati (trasaturi) diferite. Coloanele litologice ridicate in aceste puncte vor inregistra faciesuri diferite. Astfel, variatiile verticale si laterale de facies in cadrul unui bazin de sedimentare devin o constanta a acestuia, iar corelarea

lor nu mai poate avea la baza un singur criteriu (fie el bio-stratigrafic, lito-stratigrafic etc.)

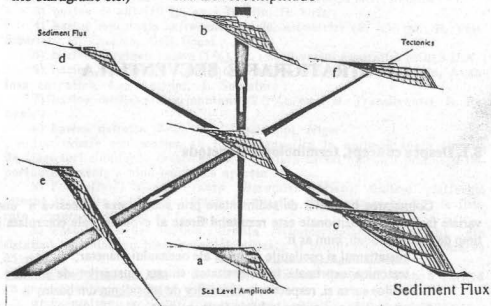


Fig.8.2- Modele stratale determinate de variatia globala a Oscilatiilor de nivel (Sea level..), Aportul de sedimente (Sediment flux) si tectonica

Problemele cheie in corelarea unitatilor depozitionale la scara unui bazin, devin:

- ierarhizarea acestor unitati
- identificarea suprafetelor care le delimiteaza si natura lor,
- precizarea suprafetelor de timp in raport cu unitatile genetice;
- schitarea arhitecturilor specifice corpurilor depozitionale care colmateaza bazinul.

Dupa Christie-Blick si Driscoll (1995) "obiectivul stratigrafiei secventiale este de a determina "strat cu strat" cum s-au asociat "succesiunile" sedimentare, de la cele mai subtiri unitati elementare, la cele mai groase (majore)"

Prin analiza secventiala – adica prin examenul complet (granulometric, morfometric, structural, petrografic, paleontologic) al fiecarui "strat" (a fiecărei unitati) din "succesiune" (secventa, in sens general) se obtin toate informatiile necesare plasarii in mediul de sedimentare si, deci, este indeplinita premisa reconstituirii sistemelor depozitionale respective.

Conditia reusitei in stratigrafia secventiala – concept si metoda extrapolate adesea la scara bazinelor de sedimentare – o constituie identificarea, fara echivoc, a suprafetelor (discontinuitatilor) care separa – ierarhic – diversele unitati depozitionale.

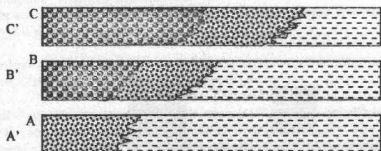


Fig.8.3 - Linile de timp – A-A', B-B', C-C' – delimiteaza in stratigrafia secventiala unitati sincrone cu faciesuri laterale diferite (cogenetice); Aceste linii intersecteaza limitele dintre unitatile litostratigrafice (conglomerate, gresii, argile)

Baza analitica pentru abordarea cercetarii unei regiuni – la scara unui bazin – prin prisma stratigrafiei secventiale – este oferita de :

Aflorimente;

Carote obtinute prin carotaj mecanic;

Profile seismice si carotaj geofizic.

8.2. Unitati depozitionale

Efectul cumulat al factorilor de sedimentare il constituie, pentru fiecare scara de lucru – o anume **unitate depozitionala**. Ierarhia acestor unitati va fi detereminata si de perioade (intervale) de timp foarte diferite si, implicit, de cauze “auto”- si “alociclice”.

Continutul unitatilor depozitionale, privite ca **litoni**, deci ca “entitati legate genetic, acumulate intr-un interval de timp in care conditiile de depunere s-au mentinut constante” (redefinit, Varban-1998) poate fi exprimat prin proprietati diferite : granulometrice, structurale, compositionale etc – si reflecta un **facies**. El poate fi *descriptiv* (ex. granofacies, structofacies, petrofacies..) sau *interpretativ* (facies aluvial, turbiditic etc...) si constituie o categorie sedimentologica larg utilizata in analiza secventiala. Categoria de facies cu care operam este unitatea fundamentala folosita in interpretarea si reconstituirea ambiantelor de sedimentare (si, implicit, a sistemelor depozitionale)

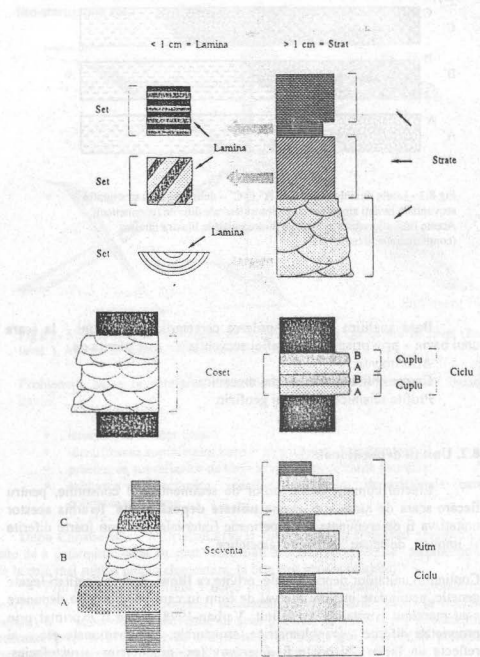


Fig 8.4 -- Principalele tipuri de unitati depozitionale

Denumirea unitatilor depozitionale – precum si a tipurilor de asocieri – difera de la un autor la altul. Foarte multi autori accepta si folosesc frecvent urmatoarele categorii sedimentologice:

Lamina – unitate subcentimetrica delimitata de suprafete plane sau curbe care reflecta fluctuatii intrabazinale sau intrasistemice minore.

Strat – unitate supracentimetrica cu geometrie tabulara, delimitata de suprafete plane si tendinta de extindere laterala. Suprafetele de separatie – limitele de strat – materializeaza inceputul si sfarsitul conditiilor constante de sedimentare care se reflecta in omogenitatea sa granulometrica, structurala si compositionala. Grosimea stratului corespunde intervalului de timp in care s-au acumulat elementele componente.

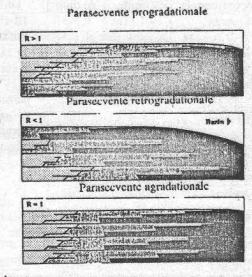
Asociatiile de lamine si/sau strate sunt exprimate prin termeni comprehensivi – set-ul si coset-ul.

Set- ul constituie un grup de lamine (sau strate) cu pozitie conforma, separat de unitatile care-l delimiteaza prin suprafete plane ; poate atinge cativa cm si prezinta omogenitate compositionala si structurala.

*Coset –ul este o asociatie de set-uri identice, delimitata de unitatile adiacente prin limite nete;
Ambele asociatii reflecta conditii repetitive de sedimentare (processe ciclice).*

Parasecventa reprezinta o succesiune relativ conforma de strate si seturi de strate, inrudite genetic , marginita de suprafete marine de inundare si suprafete corelative. Parasecventa are aspect progradational, grosimea si granulometria stratelor sugerand formarea in medii progresiv mai putin adanci (shallowing-upward). Ea atinge grosimi de 3-30 m si este expresia unui *paraciclu eustatic*, de ord. IV si V (categoria ciclurilor orbitale ale lui Milancovic); este unitatea de baza a cortegiului.

Fig.8.5 – Diverse tipuri de parasecvente determinate de valoarea raportului R (rata de sedimentare/rata de acomodare)



Coretegiul sedimentar (sau **systems tract-ul**) – este o unitate genetica care include o asociatie de sedimente cu trasaturi faciale diferite care s-au depus simultan (deci, sunt contemporane) si care reflecta semnificative variatii laterale de facies. (Brown si Fischer, 1977 – il definesc drept “o inlantuire de sisteme depozitionale contemporane”) Limitele sale – nete sau neregulate, sunt limite de timp, iar intervalul in care s-a format isi gaseste un corespondent pe curba eustatica.

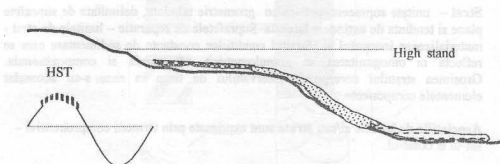


Fig.8.6 – Cortegiul sedimentar (HST) – o unitate genetica de nivel inalt

Secventa depozitionala – o asociatie de cortegii sedimentare (systems tracts) inrudite genetic si delimitate prin discontinuitati majore de tip “unconformity” (SB1) si/sau conformity (SB2).

Unitatea depozitionala	Grosime - limite	Interval de timp	Ciclu global Ordin	Metoda			
				1	2	3	4
Secventa depozitionala	10-100 m	0.5-3	III-ciclu “eustatic”				
Cortegiu sedimentar							
Parasecventa	1-4 m	0.1-0.5	IV - paraciclu				
Stratul	cm-m	0.02-0.1	V- ciclu orbital (Milancovic)				
Coset-ul de lamine							
Lamina	< cm	<0.02	VI-VII - microcicluri				

Secventa depozitionala este acumulata in urma desfasurarii unui **ciclu eustatic**, de variatie a nivelului relativ al marii, de ordinul III. Extinderea temporală a unui asemenea ciclu poate varia între 0,5 și 5 mil. ani.

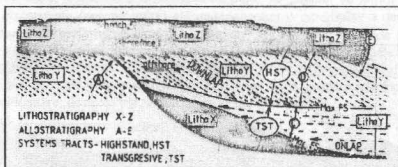


Fig.8.7 – Continutul sedimentologic al unitatilor litostratigrafice comparativ cu cel al unitatilor genetice (allostratigrafice) si al cortegiilor sedimentare (systems tracts)

8.3. Delimitarea unitatilor depozitionale; discontinuitati si linii de timp.

Delimitarea unitatilor depozitionale elementare – lamina, strat, sau a asociatiilor acestora: set-ul, coset-ul, parasecventa, cortegiul si secventa depozitionala – se face prin suprafetele care le invaluii.

Din punct de vedere fizic, aceste suprafete pot fi:

- limite nete si plane;
- limite nete, neregulate sau erozionale.

Limitele nete corespund unei intreruperi a procesului de sedimentare (hiatus de nedepunere) si se conserva la partea superioara a stratului; ele pot fi insotit , in interiorul stratului de urme ale unor activitati biotice (bioturbatii), sunt caracteristice mediului XXsubacvatic.

Limitele erozionale - sunt neregulate si se datorese erodarii unui volum de sedimente de la partea superioara a unitatii subiacente; astfel, ele inchid un termen litologic, dar constituie si baza celui ce urmeaza (si care colmatcaza "palcorelieful generat de eroziune").

Suprafetele erozionale pot apare:

- -in mediul subaerian reflectand prin morfologia lor un paleorelief care poate conserva palcosoluri, cruste evaporitice sau carbonatice, canale de eroziune fluviala etc.
- -in mediul subacvatic, reprezentate prin baza canalelor de curenti turbionari insotita sau nu de aglomerari de bioclaste remaniate sau de claste reprelucrate. Baza stratului ce o acopera poarta "mecanoglife"

sub forma de mulaje, iar topul strabului poate fi insotit de urme de curenti si valuri.

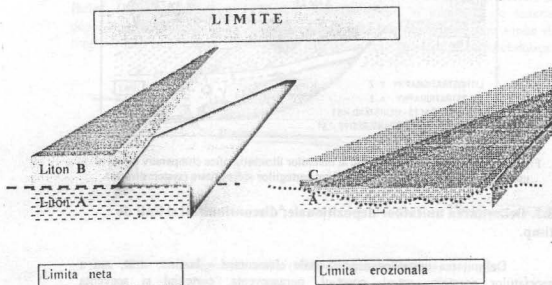


Fig 8.8 . Tipuri morfologice de limite secventiale

Din punct de vedere genetic, a cauzelor care le-a generat – suprafetele pot fi:

- discontinuitati (unconformity) : -non-depozitionale (adesea plane);
-erozionale (adesea neregulate)
- suprafete de inundare (ravinement si flooding surface);
- suprafete regresive de eroziune marina;
- orizonturi de condensare.

Aceste suprafete coincid, de cele mai multe ori, si cu linii de timp; unele din ele pot inchide corpuri de grosimi si litologii diferite, deci de faciesuri diferite.

In cazul clasic al bazinelor dezvoltate pe margini continentale pasive, astfel de suprafete pot fi mai usor recunoscute in *lungul liniei de tarm*, iar lateral, in zonele de trecere de la faciesuri deltaice (fluviale) la faciesuri litorale si de self. Recunoasterea lor in seriile continentale sau in cele de apa adanca (deep sea) este mai greu de realizat.

linia tarmului - rezulta din intersectia profilului topografic cu planul "nivelului de baza"; in sectiune transversala aceasta linie este materializata printr-un punct. Ea constituie si limita dintre faciesurile continentale si cele marine (de ex. intre fluvial si paralic (litoral/deltaic).

Limitele dintre unitățile depozitionale pot fi:

a) *de discordanță* (unconformity) ele materializează o întrerupere importantă a procesului de sedimentare (hiatus), timp în care au putut avea loc evenimente "erozionale" (*) (subacriene sau subacvatice) și/sau "non-depozitionale" (**).

b) *conforme* (correlative conformity) marcate de suprafețe plane și un hiatus nesemnificativ; ele se asociază cu depuneri subtile ce exprimă o rată foarte scăzută de sedimentare; de aceea pot fi echivalate cu un *diastem*.

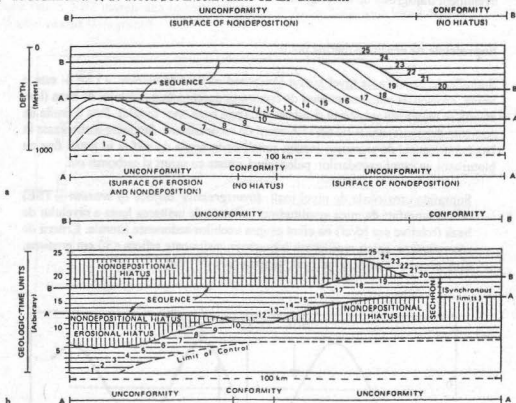


Fig. 8.9 - Unități depozitionale și tipuri de limite (SB1-AA"; SB2-BB"); succesiuni compacte și desfășurate în timp (când pot fi observate și hiatusurile sau intervalele de nedepunere).

Suprafețele de inundare au naturi și semnificații diferite; ele pot fi:

Suprafața de transgresiune (transgressive surface - TS) - prima suprafață de inundare, deasupra regresiei maxime, prin care debutează un cortegiu sedimentar transgresiv; ea

Poate fi și o limită de secvență depozitională (vezi SB1);

Suprafața de inundare marină (flooding surface - FS) se formează imediat după un moment de înaltare a nivelului de bază, simultan cu creșterea adâncimii apelor (în

locul considerat); ea se exprima printr-un hiatus minor de eroziune submarina sau non-depunere, separa unitati depozitionale la nivel de cortegiu.

Suprafata maxima de inundare (*maximum flooding surface - mfs*) se prezinta rar ca o suprafata distincta, dar se poate recunoaste in lungul "orizonturilor condensate", in faciesurile distale si pelagice ale sedimentelor marine (maluri si argile bogate in substanta organica, aglomerari de bioclaste, glauconit si fosfati); separa un eveniment transgresiv de unul regresiv.

Suprafetele de eroziune marina pot fi:

Suprafata erozionala de nivel scazut (*lowstand surface of erosion - LSE*) - este o limita erozionala puternica impusa de coborarea accentuata a nivelului de baza (low stand); se manifesta subaerian si subacvatic (prin baza unor canale). Este o limita de secventa depozitionala (vezi SBI). Criterii de recunoastere: fitoclaste carbonizate in baza unor canale de eroziune, incizia canalelor in argile de self si in gresii fine cu bioturbatii, in cazul exondarilor: paleosoluri, cruste cu saruri si carbonati etc.

Suprafata erozionala de nivel inalt, (*transgressive surface of erosion - TSE*) este o suprafata de mica amplitudine, generata de inaltarea lenta a nivelului de baza (relative sea level) cu efect asupra vechilor sedimente litorale. Criterii de recunoastere: galeti moi, gresii bioturbate, sedimente relicte <30 cm grosime, dinti si oase de peste, glauconit; suporta bare de nisip.

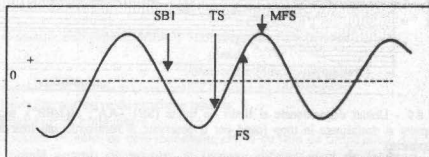


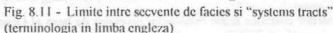
Fig.8.10 - Pozitia momentului formarii principalelor suprafete de discontinuitate - SBI, TS, FS, MFS - in raport cu derularea ciclurilor eustatice

Secvențele depozitionale - reprezentand efectul ciclurilor eustatice de ordinul III - pot avea doua tipuri de limite:

SBI - limita de secventa tip I (*sequence boundary I*) este o suprafata erozionala, atat subaeriana (de trunchiere), cat si submarina, formata atunci cand rata miscarilor eustatice este mai mare decat rata subsidentei bazinului in dreptul rupturii de panta a tarmului; coincide cu LSE si apare, spre

Incizii

afata
apare
t rata
scaza
(tand)



8.4. Cortegii sedimentare: factori, faciesuri si arhitecturi specifice

In timp geologic. Spatiul in care are loc acumularea sedimentelor este determinat de relatia permanenta care exista – la scara bazinului – intre *eustatie-tectonica* si *aportul de sedimente*. El este , de fapt, un volum variabil cu o morfologie (geometrie) variabila , care se va identifica cu geometria corpurilor de sedimente care apar in timp, prin modificarile nuanate ale acestor factori.

Factori:

- eustatismul si oscilatiile de nivel;
- subsidenta bazinului;
- aportul de sedimente

Eustatismul si oscilatiile de nivel:

Miscarile eustatice exprima variatia globala a nivelului marii masurata in raport cu centrul Pamantului; ele au drept efect schimbari ale nivelului de baza – oscilatii - care, in raport cu nivelul "zero" pot fi pozitive (+) si negative (-).

Perioada de timp in care au loc astfel de oscilatii poate fi foarte diferita si este consecinta directa a cauzelor care provoaca aceste oscilatii. De asemenea, amplitudinea lor este expresia acelorasi cauze. (vezi Tab.)

Tab. Cauzele miscarilor eustatice si ale oscilatiilor nivelului de baza al Oceanului planetar ; perioade si amplitudini

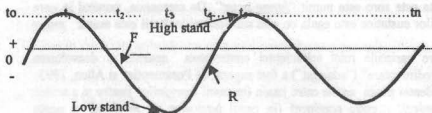
Cauze	Perioada (ani)	Amplitudine (m)
1] Modificari termohaline ale volumului oceanic		
"Shallow water" – 0-500 m	$0,1-10^2$	0-1
"Deep water" – 500-4000 m	10^1-10^4	0,01-10
2] Topirea ghetarilor		
Ghetari montani	10^1-10^2	0,1-1
Calote (Groenlanda, Antractica)	10^2-10^5	1-100
3] Modificari in volumul lacurilor continentale	10^2-10^5	0,01-0,1
4] Deformari crustale		
Consumul litosferei prin subductie	10^6-10^8	1-100
Coliziuni continentale	10^6-10^8	10-100

Expresia grafica a miscarilor eustatice in timp este *curba eustatica* – o curba sinusoidală pe care se pot identifica doua apexuri:

- high stand – expresia maximei amplitudini – nivelul înalt;
- low stand – expresia minimei amplitudini – nivelul coborât

Segmentele curbei eustatice au doua repere caracteristice:

- punctul de inflexiune F (fall), pe segmentul ei descendent, si
- punctul de inflexiune R (rise), pe segmentul ascendent F



Pe curbele asimetrice un segment abrupt al curbei reflecta o scadere (inaltare) brusca (rapida) a nivelului de baza, iar un segment lin , o scadere (inaltare) lenta a acestuia.

Variatia miscarilor eustatice in unitate de timp reflecta, de fapt, rata miscarilor eustatice (E - mm/ an) si, implicit, a oscilatiilor de nivel. Acesta este un parametru important in analiza *spatiului disponibil* pentru procesul de sedimentare si se calculeaza ca o derivata a curbei eustatice in fiecare unitate de timp ($t_1, t_2, t_3, \dots$); el se poate exprima grafic tot printr-o curba.

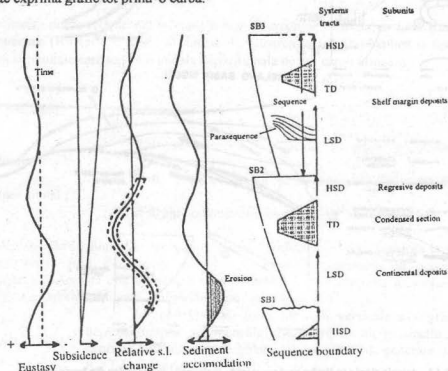


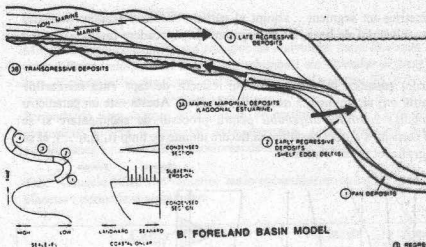
Fig.8.12 – Relatiile intre eustasie-subsidenta-aportul de sedimente corelate cu diversele tipuri de "systems tract"-uri (cortegii) si limite secventiale

Subsidenta bazinului este de natura tectonica si exprima coborarea fundului bazinului; in timp, rata subsidentei ($T > 0$; mm/an poate fi constanta sau variabila). In cadrul liniei de profil care uneste "aria sursa" de "bazin" punctul in care subsidenta este zero este numit "*hinge point*". De asemenea, punctul in care rata schimbarilor eustatice este egala cu rata subsidentei-inaltarii este numit *punct de echilibru*.

Modul in care variatiile ratei subsidentei controleaza aparitia si dezvoltarea "spatiului de sedimentare" ("adaugat") a fost sugerat de Posamentier si Allen, 1993:

- rata subsidentei poate creste catre bazin (in cazul *marginilor pasive* si a arilor *intracratonice*), ...catre continent (in cazul *bazinelor de foreland*) si poate ramane constanta (in orice fel de bazin).

A. PASSIVE MARGIN MODEL



B. FORELAND BASIN MODEL

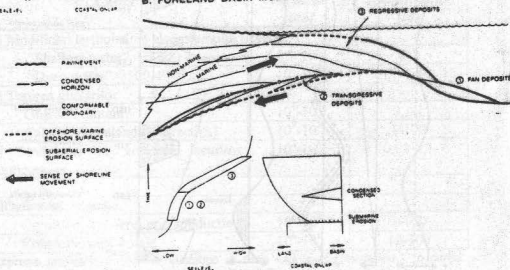


Fig 8.13 – terminologia in limba engleza pentru faciesurile socvetelor din bazinele de margine pasiva (A) si bazinele din zonele de foreland (B)

Indiferent de tipul tectonic de bazin (pe margine pasiva sau pe margine activa), in aria sa se regasesc doua sectoare :

I (X) - in care rata subsidentei este mai mica decat rata scaderii eustatice; efecte : retragerea liniei tarmului (regresiune) si aparitia unei discontinuitati majore de tip SB1 ;

II(Y) - in care rata subsidentei este mai mare decat rata scaderii eustatice; efecte: inaintarea liniei tarmului (transgresiune) si aparitia unei discontinuitati de tip SB2.

In bazinele cu margine pasiva sectorul X se gaseste spre ocean si Y spre continent; in bazinele de foreland repartitia lor este inversa.

Aportul de sedimente

Constructia suitei de sedimente in bazin este controlata direct de aportul de sedimente; el provine din ariile limitrofe intrabazinale sau/si extrabazinale si se exprima in m^3 ; raportat la o unitate de timp defineste **rata de sedimentare (R_s -mm/an)** care, pentru un anumit loc d.in bazin poate fi constanta sau variabila. Functie de acest parametru are loc inaltarea suprafetei depozitionale. Indepartarea sau redistribuirea sedimentelor in cadrul bazinului este apreciata prin **rata de eroziune (R_e)**.

Atentie! Rata de acumulare se exprima in $g/km^2/an$.

Diferenta dintre rata de sedimentare si rata de eroziune exprima, in final **Rata de generare ($R=R_s-R_e$)**, care , in functie de valoarea sa ($+/-=0/-$) explica si tipul de discontinuitate care separa o unitate depozitionala de cea care-i urmeaza.

Astfel, cand:

$R>0$ se conserva sedimente si apare o limita tip "conformity";

$R=0$ sedimentele nu se conserva si apare un hiatus depozitional ;

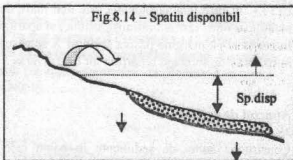
$R<0$ apare o limita erosionala sau un "unconformity"

Interdependenta dintre rata de sedimentare si subsidenta poate fi urmarita la scara unui bazin prin examinarea grosimii sedimentelor acumulate si geometria corpurilor. Aceasta este influentata direct de ceea ce in stratigrafia secventiala se numeste "spatiul adaugat", "disponibil" sau "accommodation".

In acest context, **Rata miscarii verticale a suprafetei depozitionale a sedimentului (R_d)** este un alt parametru care exprima diferenta intre rata subsidentei si rata de generare, adica $R_d=T-R$. Cand:

$R_d > 0$ adancimea apei creste si sedimentarea este lenta; iar
 $R_d < 0$ adancimea apei scade si sedimentarea este rapida;
 suprafata depozitionala se inalta.
 $R_d = 0$ are loc o compensare intre inaltare/subsidenta si rata de
 generare.

Spatiu disponibil este corelabil cu adancimea apei intr-un anumit loc al bazinului si este dependent, simultan de eustatic, aportul de sedimente si rata subsidentei. Modificarea adancimii apei este, in ultima instanta, expresia modificarii relative a nivelului de baza si, implicit, a pozitiei liniei



tarmului (care inainteaza sau se retrage in raport cu continentul). Rata de modificare a adancimii apei (R_w) rezulta din insumarea ratei miscarilor eustatice (E) si rata miscarii verticale a suprafetei sedimentului (R_d). Se poate spune deci ca $R_w = E + R_d$.

Rata schimbarilor relative ale nivelului marii apare ca o diferenta intre rata schimabarilor eustatice si rata subsidentei si se exprima grfaic prin curba spatiului adaugat. Ea reflecta si rapiditatea colmatarii care va fi – comparativ cu elementele curbei eustatice – maxima, in punctul de inflexiune R si, minima, in punctul de inflexiune F.

Cortegiul sedimentar sau "systems tract"ul este unitatea genetica care se naste in timp din jocul oscilatiilor de nivel cu subsidenta si aportul de sedimente.

Succesiunile cortegiilor sedimentare intr-un bazin de margine continentala pasiva si denumirea lor au in vedere, in primul rand, relatia cu oscilatiile de nivel (exprimate prin curba eustatica) si, implicit, cu modificarea liniei tarmului. Aceste cortegii, formate in bazin incepand de la un moment t_0 sunt:

- Cortegiu de mare inalta (nivel inalt) (**HST - Highstand Systems Tract**)
- Cortegiul de mare joasa (nivel coborat) (**LST - Lowstand Systems Tract**)
- Cortegiul transgresiv (**TST = Transgressive Systems Tract**)
- Cortegiul de self marginal (**SMST - Shelf Margin Systems Tract**)

Cortegiu de mare inalta (nivel inalt) (**HST - Highstand Systems Tract**) se acumuleaza in intervalul de timp geologic in care nivelul marii (vezi curba eustatica din fig.) urca lent, trece dincolo de punctul de inaltare maxima si coboara lent: astfel este depasita ruptura de panta litorala si sedimentele se depun pe self si in

bazinele limitrofe cu apa putin adanca (shallow water). Cortegiul cuprinde doua sub unitati:

a) limbul de agardare, timpuriu, (*early highstand systems tract*), alcatuit din seturi de parasecvente agradationale succedat de:

b) limbul de progradare, tarziu, (*late highstand systems tract*) alcatuit din seturi de parasecvente progradaditionale spre bazin si configuratie downlap peste suprafata de maxima inundare sau suprafata de transgresiune.

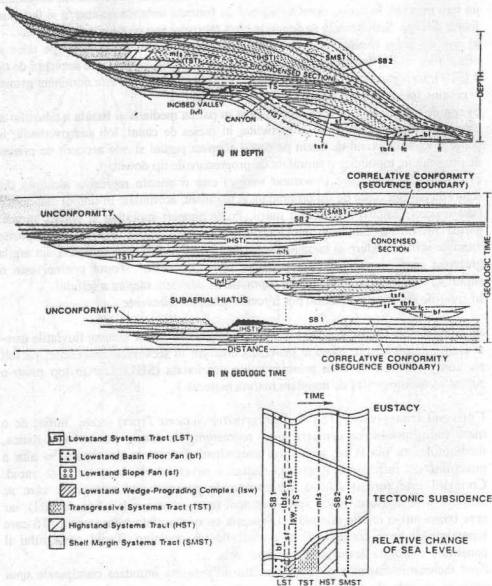


Fig.8.15 – Imaginea condensata si desfasurata (in timp) a cortegiilor sedimentare

Cortegiul este delimitat în baza printr-o suprafață de tip downlap, suprafața de maximă inundare - mfs, iar la partea superioară, printr-o limită de secvență de tip 1 (SB1), spre continent, sau 2 (SB2) spre bazin.

- **Cortegiul de mare joasă (nivel coborât) (LST - Lowstand Systems Tract)** se acumulează în intervalul de timp în care nivelul mării coboară mult și repede și ajunge sub ruperea de pantă self-taluz; tronsonul din curba eustatică corespunzător acestui moment (v.fig.) este larg: el începe sub "topul" segmentului descendent al curbei, se trece de cel mai jos punct al acesteia și ocupă, pe segmentul ascendent, un mic interval. În aceste condiții depozitele formate îmbracă geometrii și faciesuri foarte diferite. Sedimentele se depun la baza taluzului sau pe taluz sub forma de :

a) **con de bazin (basin floor fan)**, alimentat de eroziunea canioanelor pe taluz și adâncimea vailor fluviale pe self. Baza conului coincide cu limita de secvență de tip 1 (SB1), iar topul este o suprafață de downlap; conul de bazin este dominant grezos și conține faciesuri turbiditice;

b) **con de taluz (slope fan)** se accentuează în partea mediană și bazala a taluzului și este caracterizat prin debrite și turbidite, în facies de canal, lob sau overbank; el poate fi legat de conul de bazin pe care-l acoperă parțial și este acoperit de prisma de progradare; topul este o suprafață de progradare de tip downlap.

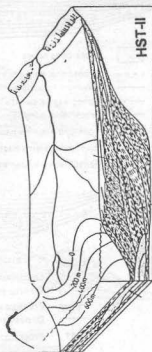
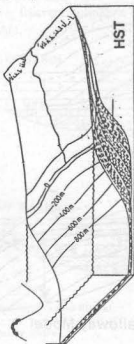
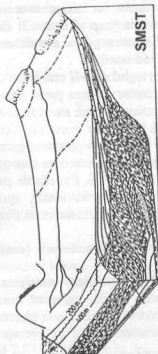
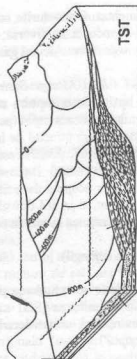
c) **prisma de progradare (lowstand wedge)** este o unitate regresivă alcătuită din seturi de parasecvențe de tip progradant și agradient, acumulate în timpul stabilizării (sau usocării înalțării) a nivelului mării. Poate acoperi suprafețe și unități variate: partea proximală este reprezentată prin umplutura vailor incisive și depozite asociate selfului extern și taluzului superior, partea distală este compusă din argile grezoase care acoperă, în stil downlap, conul de taluz. Topul prisme este o suprafață transgresivă (TS) - prima suprafață de inundare majoră a selfului.

În conurile de bazin și taluz nu pot fi recunoscute parasecvențe.

d) **valele incisive (incisive valley)** reprezintă sectoare ale unor sisteme fluviatile care-și extind canalele spre bazin și provoacă eroziuni în secvențele traversate; pe self ele sunt delimitate în baza printr-o limită erozională (SB1), iar în top printr-o suprafață transgresivă (de inundare marină majoră).

Cortegiul transgresiv (TST = Transgressive Systems Tract) - este inițiat de o mare transgresiune ce urmează unei regresii, de aceea, pe curba eustatică, momentul este plasat pe segmentul ascendent al acesteia de o parte și alta a punctului de inflexiune R (rise); înălțarea nivelului de bază se face rapid. Cortegiul este format dintr-o succesiune de parasecvențe retrograde care se acoperă și se depășesc treptat spre continent (cu o relație onlap față de SB1), iar spre bazin într-o relație downlap. El începe cu o suprafață transgresivă (TS-care reprezintă și baza cortegiului) și o suprafață tip downlap. Topul cortegiului îl constituie suprafața de maximă inundare -mfs.

Spre faciesurile bazinale distale suprafața de maximă inundare corespunde unui moment cu rata de sedimentare foarte scăzută; de aceea, aici apar "orizonturi condensate" (*condensed section* - SC) asociate cu sedimente pelagice și hemipelagice subțiri depuse în timpul în care parasecvențele înaintază spre



continent, iar bazinul este subalimentat. Orizonturile condensate acopera intervale mari de timp si contin o fauna abundenta si diversa; de aceea si continutul de substanta organica al sedimentelor este mare. Aici isi gasesc sursa si "rocile -sursa" de hidrocarburi.

Cortegiul de self marginal (SMST - *Shelf Margin Systems Tract*) este caracteristic bazinelor cu apa putin adanca, lipsite de o ruptura adanca de panta. Dupa un moment de High stand II, nivelul marii coboara rapid (pe curba eustatica acest lucru este indicat de tronsonul plasat imediat sub punctul de inflexiune F (fall)), iar linia de tarm se deplaseaza spre bazin. Astfel, SMST este o unitate depozitionala regresiva caracterizata prin scaderea progradarii. Baza sa este o limita de tip SB2, iar topul o TS. Seturile de parasecvente acopera depozitele subiacente (HST-II) in stil onlap (agradational), spre continent, si in stil downlap, (progradational) spre mare. Ele contin faciesuri de apa putin adanca si/sau de campie de coasta.

Secvente depozitionale (asociatii de cortegii)

In cadrul bazinului, asocierea cortegiilor si extinderea parasecventelor conduc, in functie de discontinuitatile care le delimiteaza (SB1 sau SB2) la doua tipuri de secvente depozitionale (acestea devin, deci, unitati ierarhic superioare cortegiilor): "secvente de tip 1" si "secvente de tip 2"

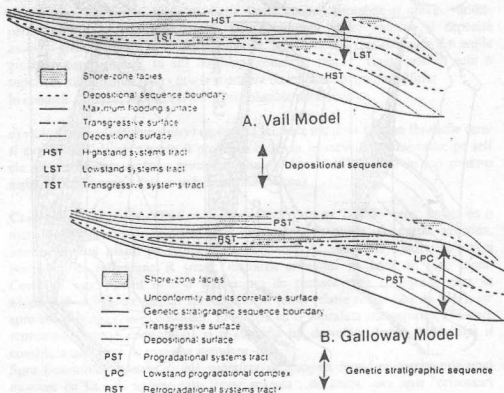


Fig.8.17 - Secventa depozitionala si secventa stratigrafica genetica

Secventa de tip 1 este alcatuita , de jos in sus, de asocierea cortegiilor de mare joasa (LST), transgresiv (TST) si de mare inalta -II (HST). Ea este delimitata in baza printr-o discordanta de tip SB1 si de conformitatile ei corelative, iar in top de o discordanta de tip SB2.

Aceasta secventa corespunde modelului lui Vail si se deosebeste de secventa stratigrafica genetica separata de Galloway si formata dintr-un cortegiu progradational, urmat de un complex de Low stand si, apoi, de un cortegiu retrogradational (fig.)

Secventa de tip 1 se formeaza cand rata caderii eustatice este mai mare decat rata subsidentei si cand, in dreptul rupturii de panta din dreptul tarmului are loc o scadere relativa a nivelului marii .

Configuratia stratelor (stratal pattern) este influentata de geometria bazinului, respectiv de paleorelieful acestuia:

a) cu ruptura de self (shelf break) sau b) cu rampa marginala.

a) In conditiile unui bazin cu ruptura de self are loc o tranzitie brusca de la ape putin adanci la ape adanci ; sedimentarea are loc aici daca exista un sistem fluviatil capabil sa formeze canioane si sa alimenteze bazinul cu un volum mare de sedimente (care va imbraca la baza taluzului forma conurilor submarine).

B) in bazinele cu rampa marginala (inclinari de pana la 1°, creșterea lenta a adancimeii apei, cliñoforme usor curbate pana la sigmoide) LST se dezvolta in vai incisive, frecvent colmate cu depozite deltaice dominate de marea si/sau depozite fluviatile.

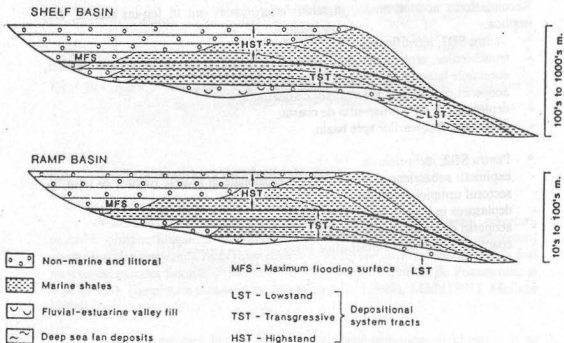


Fig. 8.18-Configuratia stratelor in bazinele cu "ruptura de self" si in bazinele de tip "rampa".

Secvența de tip 2 este alcătuită din cortegiul sedimentar de mare înaltă (HST), cortegiul transgresiv (TST) și din cortegiul de margine de self (SMST) și delimitată, în bază, printr-o discordanță de tip 2 și de conformitățile ei corelative, iar în top de o discordanță de tip 1 sau 2. Ea se poate forma când rata caderii eustatice este mai mică sau egală cu rata subsidenței în dreptul rupturii de tarm.

Limitele care permit delimitarea secvențelor depozitionale – SB1 și, respectiv, SB2 – sunt suprafețe corelabile și cu extindere laterală mare. De cele mai multe ori ele au și, trebuie să aibă, o semnificație cronostratigrafică.

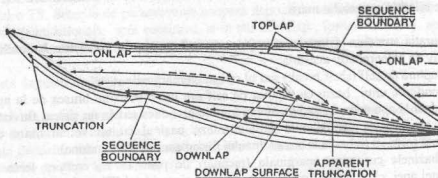


Fig. 8.19 - Tipuri de terminatii stratale in cadrul unei secvente depozitionale

Recunoasterea acestor limite, în teren (aflorimente) sau în log-uri (carote, etc) implică:

- Pentru SB1, identificarea:
 - trunchierilor erozionale subaerene și a suprafețelor de expunere aeriană, corelabile lateral (paleosoluri, urme de radacini);
 - acoperiri de tip onlap ale straturilor de deasupra;
 - deplasarea în jos a onlap-ului de coastă;
 - deplasarea faciesurilor spre bazin.
- Pentru SB2, identificarea:
 - expunerii subaerene și a trunchierilor erozionale în spatele rupturii de tarm, în sectorul câmpiei de coastă;
 - deplasarea în jos a onlap-ului de coastă;
 - acoperiri de tip onlap ale straturilor de deasupra.
 - apare rar în depozite siliciclastice.

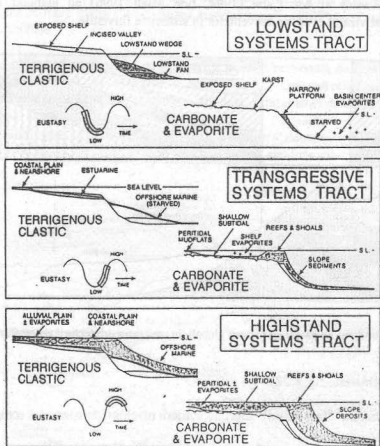


Fig. 8.20 - Cortegii sedimentare si faciesuri caracteristice pentru depozitele siliciclastice si pentru depozitele carbonatice.

8.5. Consecinte practice - un studiu de caz

Sistemele depozitionale clastice fac de multa vreme obiectul cercetarii multidisciplinare. Scopul acestor investigatii l-a constituit identificarea arhitecturii corpurilor care reprezinta rezervoare de hidrocarburi, iar analiza secventaiala a fost metoda cel mai des folosita. Principalele modele au fost elaborate de Posamentier si Vail (1988), completate si amendate de Wagoner (1990), Miall (1991), McCabe (1994).

Ponderea pe care factorii globali - eustasice-tectonica- si climat - o au asupra formarii categoriilor sedimentare in bazinele instalate pe margini pasive si, respectiv, asupra evolutiei sistemelor fluviale este indicata in fig. 8.21.

Shanley si Mc Cabe (1994, fide Miall 1996) au elaborat un model generalizat vizand evolutia secventelor in sistemele fluviatile.

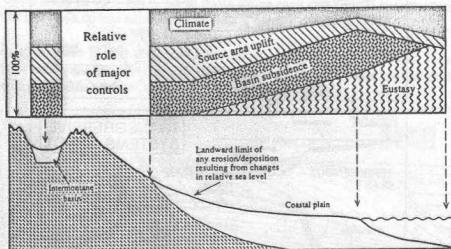


Fig.8.21 Ponderea pe care o au factorii globali in realizarea arhitecturii sistemelor fluviatile.

Astfel, (urmureste fig. 8.22):

1. in intervalul "low stand" efectele scaderii nivelului de baza sunt complexe:
 - in zona selfului apar *vaile incisive* al caror profil devine o limita de secventa (*SBI*);
 - lateral fata de valea incisiva, pe interfluviu, *SBI* este marcata de paleosoluri;
 - are loc colmatarea vailor incisive cu depozite fluviatile sau de estuar, in faciesuri fie de "*low stand systems tract*" (*LST*), fie de "*transressive systems tract*" (*TST*); geometria (grosimea) lor si modelul dezvoltarii stratelor ("*stacking pattern*") reflecta echilibrul stabilit intre oscilatiile de nivel, subsidenta si aportul de sedimente.
2. inceputul inaltarii nivelului de baza (a transgresiunii) se face simtit prin aparitia influentelor mareice (tidale) in secventele fluviatile (apar, astfel, structuri de tipul: stratificatii oblice conoide sigmoidale, stratificatii de tip lenticular, wave sau flaser, bioglife si bioturbatii de tip litoral;
 - trecerea de la depozitele fluviatile la cele tidale este diacrona si se realizeaza prin procese agardationale cu trecere spre procese retrogradationale (fig.8.22);
 - inlocuirea treptata a sistemului fluviatil impletit ("*braided*") cu cel meandrat ("*meandering*").

3. Înălțarea nivelului de bază până la "High stand" determină acumularea unui cortegi de mare înalt ("High Stand systems tract" – HST) cu două momente depozitionale:
 - în condițiile reducerii pantei de scurgere a râurilor provocată de faza anterioară (de transgresiune), va avea loc o scădere a energiei de relief și, implicit, dezvoltarea unor faciesuri de câmpie aluvială, limitarea faciesurilor agredante de canal și inițierea proceselor de solificare;
 - în condițiile aportului de sedimente (deci, a unei arii sursă active) apar variații laterale de facies, cu apariția unor unități grezoase amalgamate.

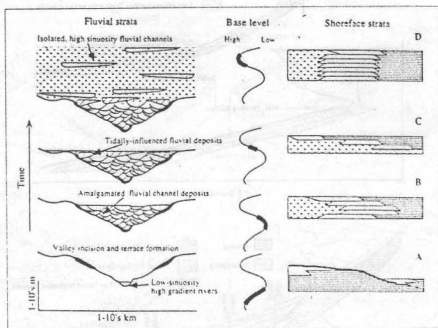


Fig.8.22. Modelul secvenței fluviatile după Shanley și McCabe (1994) rezultat din efectele oscilațiilor de nivel în raport cu văile incisive și (Fluvial strata) și cu domeniul litoral (Shoreface strata). A- declanșarea scăderii nivelului de bază. B-Low stand systems tract. C- influențele mareice care declanșează acumularea lui "Transgressive systems tract". D- High stand systems tract.

Propagarea spre bazin a depozitelor de coastă (litorale) va determina apariția unor faciesuri deltaice și/sau "insule barieră" delimitate de o suprafață de inundare maximă. Fig.8.23 explică relațiile dintre astfel de secvențe, faciesurile lor caracteristice și natura limitelor lor.

În legătură cu astfel de modele generalizate, Shanley și McCabe sugerează ca:

- rata de generare a spatiului disponibil ("accomodation") este mai mica in timpul transgresiunii si mai mare in timpul lui HST.
- trebuie sa existe o precautie in extrapolarea terminologiei "stratigrafiei secventiale" specifice depozitelor marine asupra depozitelor continentale (fluviatile).

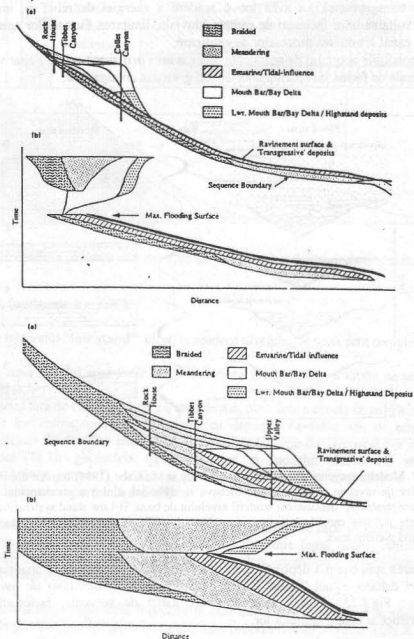


Fig 8.23. Sectiuni transversale condensate (a) si cronostratigrafice (b) in secvente fluviatile si litorale in timpul unei inaltari rapide a nivelului de baza (deasupra) si a unei inaltari lente (jos); exemplu din Cretacicul din Utah-SUA.

Modelele de facies realizate in patru momente diferite – T1, T2, T3, T4, respectiv, figurile A,B,C,D – surprind modificarea liniei tarmului si schimbarile in relatiile dintre faciesurile continentale (fluviatile) si cele deltaice litorale (fig 8.24.)

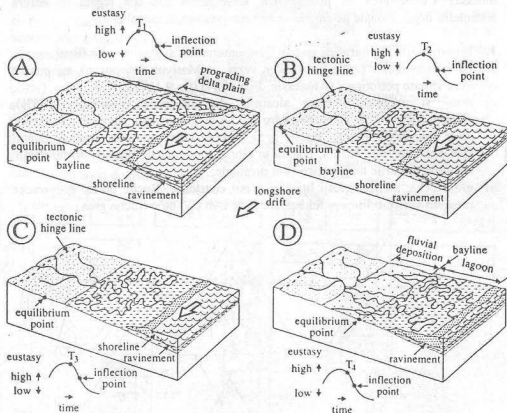


Fig 8.24 Deplasarea liniei de tarm ("bay line") si variatiile de facies in sistemele fluviatile si litoral (lagunar-bariera)

9.-PETROLOGIA ROMANIEI - STUDII DE CAZ

9.1. Studii asupra siliciclastitelor

În România, siliciclastitele sunt răspândite atât în zonele de platformă (Platforma Moesică, Platforma Scitică), cât și în cele de orogen (în zona Dacidelor, a Moldavidelor, în bazine de coliziune cu sedimentare de tip flis sau molasă). Cunoașterea lor petrografică, tectofacială sau cea legată de natura sistemelor depozitionale pe care le reprezintă este foarte inegală.

1. Investigatiile petrografice asupra conglomeratelor și gresiilor din flisul assyntic dobrogean (zona sisturilor verzi - Masivul dobrogean) au pus în evidență variate petrotipuri (Anastasiu, Jipa 1984) (fig.9.1):

- orto- și paraconglomerate alcătuite din litoclaste magmatice (55%), metamorfice (30%) și sedimentare (15%) și granoclaste de cuarț, feldspati, miche (muscovit, clorit), fracție grea (zircon, sfen, staurolit, granat); liantul este o ortomatrice bazală, bogată în clorit; rocile au un grad de sortare slab, iar transformările diagenetice sunt profunde;
- graywacke, arcoze, gresii litice și gresii cuarțoase. Rocile de tip graywacke prezintă varietăți litice și feldspatice (Plg.-An₅₋₂₀) cu o fracție grea

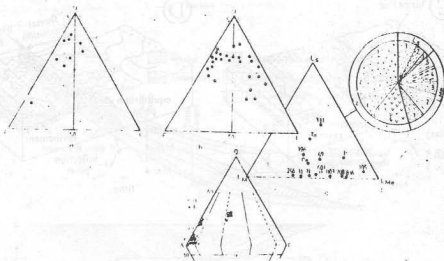


Fig 9.1. Petrotipuri și litoclaste în ruditele și arenitele flisului assyntic din Dobrogea Centrală

reprezentata prin sfen, staurolit, zircon, clinozoizit si o matrice siliciclastica bogata in clorit. Raportul Q:F:L variaza continuu, iar transformările diagenetice apropiate structurile postdepozitionale de un facies anchimetamorfic (astfel apar recrystalizări, silicificări, concreșteri epitaxiale etc.).

În conglomeratele și gresiile acestei formațiuni sunt remaniate cele mai vechi fragmente de roci sedimentare cunoscute în țara noastră.

2. Conglomeratele și gresiile din flisul de Hangu (Carpații Orientali, bazinul Bistriței) se caracterizează prin existența unor elemente "exotice" – roșii și verzi – capabile să permită stabilirea unui petrofacies. Studiul petrografic al acestor roci (Anastasiu et al, 1984) a evidențiat caracterul polimictic al ruditelor și arenitelor respective, dominat de prezența litoclastelor de magmatite (40%) – microgranodiorite, pegmatite, albitofire, trahite, porfire, riolite, metamorfite (20%) – cuarțite, gnaise; rocilor sedimentare – biomicrite, cuarț-arenite, siltite, argile vargate, a plagioclazilor acizi (An₅₋₁₅) și cuarțului de două generații. Trasaturile mineralogice și structurale ale litoclastelor fac posibilă atribuirea lor unor magmatite acide, calcoalcaline considerate în faciesuri hipoabisice și, parțial, vulcanice. Aria sursă presupusă corespunde unui arc magmatic dezvoltat liniar, situat într-o zonă de margine continentală.

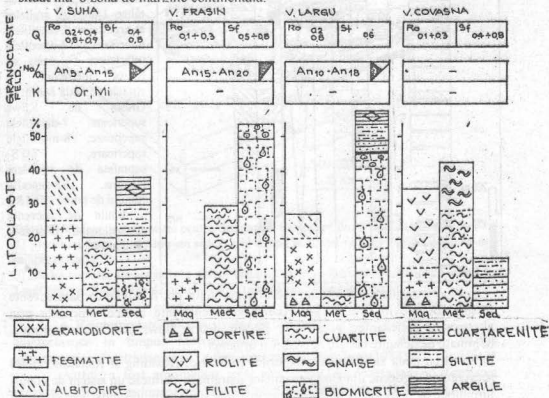


Fig 9.2. Tipuri de granoclaste și litoclaste în flisul de Hangu din Carpații Orientali

3 Aplicand metoda analizei faciale corelata cu principiile stratigrafiei secventiale Anastasiu, Popa si Varban (1995) reconsidera cadrul depozitional al formatiunilor Oligocene din Unitatea de Tarcau si Unitatea cutelor marginale ("zona flisului", Carpatii Orientali).

Megasecventa oligocena include secvente de tip "thicker-up" si "coarsening-up" cu structuri diagnostic pentru faciesuri bazinale realizate in momente de "high stand" (menilitele inferioare, disodilele inferioare, stratele de Podu Morii, menilitele si disodilele superioare), si si faciesuri turbiditice, bazinale si de panta, in momente de "low stand" (gresia de Kliwa inferioara, gresia de Kliwa superioara, gresia de Bahneanu si stratele de Goru Misina). (fig.9.3)

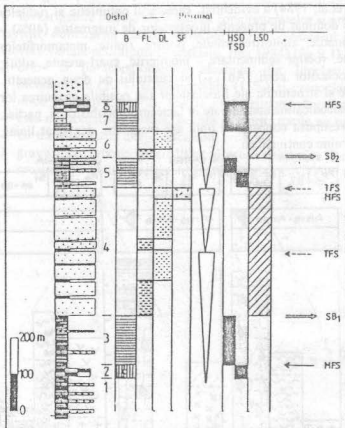


Fig.9.3 - Faciesuri si secvente depozitionale pentru unitatile genetice ale Oligocenului din Panza cutelor marginale (Carpatii Orientali): B-campie abisala; FL-"fringe lobe"; D-lob depozitional; SL- con de taluz; 1-unitatea argilelor si argitelor; 2-menilitele inferioare; 3-disodilele inferioare; 4- gresia de Kliwa inferioara; 5-stratele de Podu Morii; 6-Gresia de Kliwa superioara; 7-disodilele superioare; 8-menilitele superioare; MFS-suprafata de inundare maxima, TFS-suprafata conului de taluz; SB 1&2 - limite de secventa depozitionala; C-orizont condensat

Asociatiile de facies din cadrul secventelor pot fi privite ca parasecvente progradationale in care se pot recunoaste evenimente ciclice exprimate prin alternanta faciesurilor proximale, de tip debris flow, cu faciesuri distale, dominate de pelagite bogate in compusi organici.

In acord cu noua sistematica a conurilor turbiditice (Reading si Richards, 1994) secventele Oligocene din Unitatea cutelor marginale definesc un sistem de conuri turbiditice de margine de basin, bogate in argila si nisip (mud/sand), sau numai in nisip (sand) si alimentate din surse liniare.

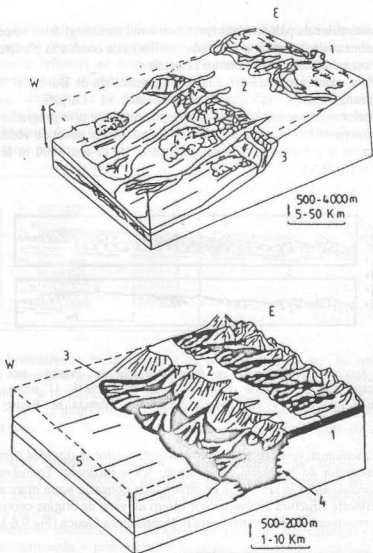


Fig. 9.4 -Modele depozitionale pentru Secventele Oligocene din Carpatii Orientali:

A) Model cu sursa liniara intr-un sistem mal-nisip (2self mal-nisip; 3-rampa; 4-slump-uri; campie abisala)

B) Model cu sursa liniara intr-un sistem bogat in nisip (1-faciesuri continentale, aluviale; 2-self nisipos; 3-turbidite de rampa; 4-lobi turbiditice; 5-campie abisala)

4. Reinterpretarea mecanismelor de acumulare a depozitelor siliciclastice in timpul Mezozoicului si Neozoicului in diferite "bazine intracarpatice si extracarpatice" a fost efectuata de Dan Jipa (1984).

Astfel, a fost argumentat rolul proceselor de progradare in formarea megastructurilor sedimentare din Conglomeratele de Bucegi (Albian). Formatiunea de Milcov (Sarmatian-Pliocen), siliciclastitele rosii din NV-ul Bazinului Transilvanici (Palcogen) si sedimentele din Bazinul Getic (Cretacic sup.-Pliocen). Interpretarea directiilor de transport a materialului clastic s-a bazat

pe analiza directiilor de paleocurenti (prin examenul mecanoglifelor respective si, uneori, a imbricatiilor galetiilor si laminatiei oblice) si a condus la plasarea ariilor sursa in raport cu depocentrul bazinului respective.

D.Jipa, examinand relatiile dintre conglomeratele de Bucegi si Bracia de Raci (Aptian), ajunge la concluzia existentei in Carpati - in cadrul conglomeratelor - a unor megastratificatii oblice rezultate prin progradare si care pot fi urmarite pe 40 km lungime si 1-2 km grosime. Acest punct de vedere obliga la o reapreciere a grosimii formatiunii respective de la cca 8000 m la numai 1200-1500 m (fig.9.5.)

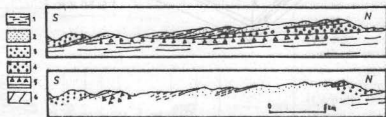


Fig.9.5. - Sectiune longitudinală in Conglomeratele de Bucegi; este ilustrată megastratificatia oblica a acestor depozite (dupa Jipa, 1984): 1] siltite; 2] gresii; 3] conglomerate inferioare; 4] conglomerate superioare; 5] breccia de Raci; 6] sisturi cristaline.

De asemenea, reinterpretarea pozitiei pietrisurilor si siltitelor rosii plasate deasupra calcarelor de Agarbiciu, in partea de NV a Bazinului Transilvaniei, l-a condus pe acelasi autor la concluzia ca stratificatia oblica la scara mare a acestor depozite defineste structura interna a unor conuri aluviale de origine continentală. Procese asemanatoare au fost identificate in Depresiunea Getica (Fig.9.6)

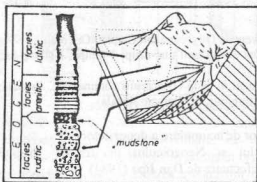


Fig.9.6 - Model de facies pentru depozitele Paleogene din Depresiunea Getica; interpretarea genetica a faciesurilor Paleogene si directiile predominante ale paleocurentilor (dupa Dan Jipa, 1984)

5. Siliciclastitele rudite si arenitice rosii din Unitatea de Macin – Dobrogea de Nord – cunoscute sub denumirea **“Conglomerate de Carapelit”** (Carbonifer inferior) au fost investigate de Gh.Oaie (1986) care le considera depozite fluviatile (“braided system”) in facies proximal. Natura clastelor indica caracterul metamorfic si plutonic (granitoide de Boclugea) al ariei sursa, iar trasaturile lor morfometrice – angularitatea puternica – sugereaza apropierea de locul de acumulare. Culoarea rosie a depozitelor a fost determinata de conditiile de oxidante din timpul sedimentarii (fig.9.7.)

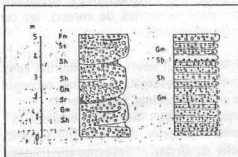


Fig.9.7 – Asociatii de faciesuri in Conglomeratele de Carapelit (dupa Gh.Oaie, 1986)

6. Formatiunea burdigaliana a **“Conglomeratelor de Brebu”** a fost de curand reconsiderata de M.Popa (1986) care, aplicand tehnicile analizei secventiale, a identificat trei tipuri de granofaciesuri – ruditic, arenitic si silto-lutitic – si – la diferite scari – mai multe tipuri de secvente faciale pe care le-a atribuit faciesurilor de con aluvial si faciesurilor de tranzitie spre fan-delte.

Astfel, secventa bazala a “conglomeratelor de Brebu” este de tip “coarsening-up” si sugereaza procese progradationale controlate de inaltarea ariei sursa si aportul ridicat de sedimente; tectofaciesul ariei sursa este considerat de tip “orogen reciclat”.

Secventa mediana este de tip “fining-up” si are caracter recesional, iar secventa terminala – prin prezenta granofaciesului fin cu ondulatii de curent si structuri de suprasarcina – sugereaza un facies de tranzitie spre “fan-delte”.

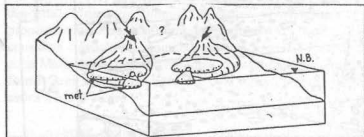


Fig.9.8 – Reconstituiri ambientale in Conglomeratele de Brebu (Popa, '96)

7. Secventele arenitice din **“Formatiunea cenusie”** – parte componenta a molasei pericarpatiche miocene – la nivelul Burdigalianului si Badenianului – sunt constituite din gresii litice si gresii cuartoase care poarta, adesea, mineralizatii de Pb si Zn (la Naruja-Valca Zabala, Jitia-Valca Ramnicului, in Valca Buzaului).

Arenitele medii si fine sunt bogate in cuarț reciclat, plagioclazi (An ≤ 20) in claste angulare, proaspete si alterate, microclin si microclin-pertit proaspat si mice (15-20%); litoclastele reprezinta fragmente de filite, cuarțite, paragneise, granitoide, micrite, gresii si argilite, iar fractiunea grea – granat, zircon, staurolit, casiterit – minerale sugestive pentru natura ariei sursa.

Mineralizatia, cu un caracter sin- si epigenetic, sub forma de diseminatii, lamine, concretiuni, ciment, filonase si microgeode; alteori, in parageneza apare pirotina (p.Argintari. Modelul singenetic a fost argumentat de Cioflica et al. (1986) prin corelarea aspectelor metalogenetice cu cele petrografice si structurale (prezenta mineralizatiei sub nivelul cu undulatii asimetrice de curent), iar cel epigenetic, de localizarea sulfurilor in brechiile peridiapirice.

8. Asociatiile litologice de la nivelul Miocenului inferior si mediu din zona de "molasa" a Carpatilor Orientali (Unitatea subcarpatica) au fost cercetate prin metode sedimentologice si petrologice si, in consecinta, reconsiderate.

Unitatile separate (Popa & Anastasiu, 1998): "Secventa evaporitica", "Secventa siliciclastica 1= echivalentul "Stratelor de Cornu", "Secventa siliciclastica 2= echiv."Conglomeratelor de Brebu", "Secventa siliciclastica 3= echiv."Formatiunii de Doflana" si "Secventa vulcanoclastica"=echiv."tuful de Slanic") sunt tipice pentru un bazin de foreland cu o evolutie controlata de fluctuatii energetice, de oscilatii ale nivelului de baza – direct controlat de schimbari climatice periodice – si de regimul tectonic. In acest interval cronostatigrafic s-a trecut de la faciesuri continentale (alluvial-fan si sabkha) prin faciesuri de fan-delte, la faciesuri ale sistemului marin de apa putin adanca (un "shallow-water" litoral si self).

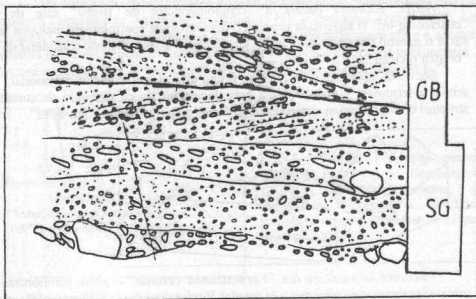


Fig.9.9 – Faciesuri depozitionale in "Conglomeratele de Brebu" (Popa, 1998)

9. Loess-ul si rocile loessoide, de varsta cuaternara, ocupa 17% din suprafata teritoriului tarii noastre si au in constitutie faciesuri siltice si lutitice, quart, feldspati, illit, beidelit, calcit, diverse minerale grele. Dimensiunile particulelor pentru loessul din Campia Romana sunt asemanatoare cu acelea ale clastelor aduse pe cale coliana din partea de sud a Ucrainei. In masa depozitelor se intalnesc, in numar variabil, orizonturi de sol fosil formate probabil in perioadele inerglaciare. Despre originea loess-ului si a rocilor loess-oide au fost exprimate mai multe puncte de vedere: toate au, insa, ideea comuna ca ele reprezinta acumulari pe cale eoliana, de multe ori remaniate fluviatil.

9.2. Studii asupra rocilor argiloase

Rocile argiloase constituie depozite sedimentare cu larga raspandire in toate unitatile geologice din tara noastra si in toate perioadele, de la Cambrian-Ordovician la Cuaternar., inclusiv. Ele se intalnesc interstratificate in asociatii litologice de platforma stabila, in asociatii caracteristice bazinelor mobile sau bazinelor intramontane. De asemenea, o larga ocurenta o au argilele reziduale din constitutia scoartelor de alterare formate pe roci vulcanice, roci magmatice intrusive si, mai rar, pe roci metamorfice.

Progresul realizat in ultimele doua decenii in cunoasterea petrografica a sedimentelor si rocilor argiloase se datoreste studiilor asupra compozitiei mineralogice si a proprietatilor tehnologice ale acestora: plasticitate, permeabilitate etc., precum si a studiilor privind valorificarea superioara a argilelor bituminoase, a argilelor cu sulfuri. Rezultatele obtinute au determinat, de asemenea, noi puncte de vedere privind conditiile sedimentologice de acumulare a depozitelor respective.

1. Investigatiile asupra sedimentelor din zona abisala a Marii Negre (Radan, Jipa 1975) au pus in evidenta caracterul polimictic al fractiunii pelitice din marurile cenusii si albastre. Asociatia de minerale argiloase intalnita in aceste depozite: *illit-montmorillonit-caolinit-clorit-vermiculit* - ilustreaza diversitatea proceselor care au contribuit la formarea lor. Illitul, caolinitul si cloritul se considera a avea o provenienta terigena fiind transportate prin curenti plecati din zona Marii Azov, pe cand montmorillonitul pare a constitui un produs diagenetic format prin halmiroliza unor depozite vulcanoclastice situate pe coasta sud-sud-estica a Marii Negre.

Dintre rocile argiloase - alaturi de cele pentru care se cunosc sumare descrieri petrografice : marnele rosii cu inocerami si rossaline (Senonian, zona flisului, Carpatii Orientali), marnele cenusii cu globigerine, marnele negre cu foraminifere (zona flisului, Carpatii Orientali) - exista si depozite pentru care s-au facut cercetari complexe: argilele din zona sisturilor negre (Carpatii Orientali) si argilele neogene din Banat, argilele panonice din Bazinul Transilvaniei etc.

2. Argilele aptiene din Dobrogea de Sud formeaza intercalatii lentiliforme si stratiforme in cadrul unor depozite siliciclastice (nisipuri, pietrisuri). La alcatuirea lor mineralogica participa *caolinitul*, *illitul*, *montmorillonitul* si, subordonat, *goethitul*, *materia organica* si *silicea*. Proportiile de participare si trasaturile specifice acestor minerale au pe rmis precizarea faciesurilor continental-lacustre (in zona Defeca, Mircea Voda-sud de Medgidia) sau marine (paralel cu Dunarea intre Cernavoda si Balta Baciului) al acestor argile. Compozitia chimica si analiza elementelor minore au sugerat natura detritica a acestor depozite, provenite prin remaniere si, sursa lor, in scoarta de alterare preaptiana din eruptivul nord-dobrogean.

3. In complexul "sisturilor negre" (Unitaca de Audia, flisul Carpatilor Orientali) argilele contin asociatia *illit-clorit-silice-carbonati-albit-pirit-hematit-substanta organica*; aceasta indica un mediu cuxinic instalat intr-o mare adanca si calma. Parageneza *illit-clorit*, tipica asociatiilor litologice de flis, reflecta modificari diagenetice (Papiu, 1975).

4. Argilele polimictice ale molasei miocene a Carpatilor Orientali sunt frecvent asociate cu depozite evaporitice de gips si sare. In cadrul lor au fost descrise paragenezele *illit-clorit* (+/- *caolinit*) si *montmorillonit-illit-clorit* (+/- *caolinit*) pe baza carora s-au apreciat surse extracarpatic (din zona de foreland) si, respectiv, carpatice (Radan, Popescu, 1986). Ele au frecvent stratificatie paralela, ritmica si corespund unor "ritmite" sau "periodite".

5. In zona dintre Olt - Jiu si Dunare, in vestul Depresiunii Getice, la nivelul pliocenului, secvente de periodite lutitice de 3-4 m se intercaleaza cu siliciclastite grosiere, iar, la nivelul Dacianului inferior (Getianului) se asociaza cu carbuni (lignit). Aceste cupluri pot corespunde unor parasecvente generate de efectele ciclurilor Milancovic.

6. Dintre formatiunile lacustre si continental-lacustre, argilele neogene din Bazinul Caransebes (v. Bega), de varsta panoniana, au, de asemenea, caracter polimictic, dar, in compozitia lor, mineralele argiloase (*caolinit-illit-montmorillonit-clorit*), oxizii si hidroxizii de fier, feldspatii, micle si cuarț, reflecta mai clar aportul terigen. Dintre constituentii argilosi, *illitul* se considera un mineral remaniat, *montmorillonitul* un produs secundar format intr-o arie continentală si apoi remaniat, iar *caolinitul* (refractor) un produs de agradare a illitului si montmorillonitului intr-un mediu limnic, acid (Papiu et al., 1973).

7. Rocile argiloase cu sulfuri, in special cele cu pirita, au o larga ocurenta in tara noastra. Ele se intalnesc in formatiuni precambriene (in complexul sisturilor verzi din Dobrogea Centrala), in formatiuni cretacice (marnele rosii de la Gura Beliei, Valea Prahovei), in depozitele priabonice din Bazinul Transilvaniei, in Oligocenul Carpatilor Orientali, in marnele bituminoase si gipsifere din valea Tazlaului, in depozitele miocene (in argile negre gipsifere la Jitia (Vrancea) unde, alaturi de pirita, apare si marcasit, galena, blenda). Prezenta

frecventa a piritei in orizonturile gipsifere si bituminoase constituie un argument pentru originea sa sindiagenetica si anadiagenetica (prin procese de reducere a sulfatilor primari -Petreus, 1976).

8.Argilele bituminoase,cunoscute sub numele "sisturi argiloase bituminoase" sunt prezente in formatiuni de diverse varste. Unele dintre ele, asa ca cele din liasicul din Banat (Anina), au continuturi mari de hidrocarburi (4,9-6,6%), fapt care a permis la un moment dat distilarea lor pentru obtinerea petrolului si a parafinei. In categoria rocilor puternic bituminoase trebuie mentionate si sisturile disodilice de varsta oligocena (cum pana la 14% bitumine) care, de altfel, constituie si roca -mama de petrol pentru zacamintele din zona flisului; in Depresiunea Getica, corespondentele lor sunt "Stratele de Pucioasa".

In complexul "sisturilor negre" de varsta cretacica din Carpatii Orientali, elementul petrografic dominant il reprezinta argilele negre in care bitumenele sunt in cantitati reduse.

9.Cele mai numeroase argile "nobile" din Romania - caolinul si bentonitul - au provenit din metamorfismul hidrotermal al unor roci eruptive; rareori ele sunt produse de origine exogena.

In Muntii Harghita, caolinul a luat nastere prin transformarea rocilor vulcanice sub actiunea solutiilor endogene.

La Aghires, langa Cluj-Napoca, in cadrul depozitelor oligocene se gasesc **nisipuri caolinoase** din care se separa cei doi componenti, cuarțul si caolinitul.

Argilele montmorillonitice (bentonitele) din Romania sunt , de cele mai multe ori, produse ale transformarii endogene ale unor roci magmatice: la Orasul Nou si Rasca provin din andezite, perlite si ignimbrite, la Valca Chioarului dintr-un riolit, la Razoare din filoane aplitice. Ele au un grad variabil de montmorillonizare a fondului initial, ceea ce le confera, doar in parte, calitati exploatabile. Rarele bentonite sedimentare cunoscute - la Sichevita, de varsta miocena, in Dobrogea de Sud, de varsta sarmatiana - sunt de calitate inferioara si in cantitati reduse; argile cu o refractaritate inalta se afla la Suncuius (liasic).

9.3. Studiul calcarelor si dolomitelor

Pe teritoriul Romaniei, calcarele si dolomitele au o larga raspandire si o mare diversitate. Din punct de vedere geotectonic ele sunt legate de doua unitati structurale majore: orogenul carpatic cu masivul intern transilvan si platformele Est-europene si Moesice. Din punct de vedere cronostratigrafic sedimentarea carbonatica a culminat in trei momente distincte (fig.9. 10):

- -Devonian mediu-Namurian inferior;
- -Triasic mediu si
- -Jurasic superior-Aptian inferior

si a dus la nasterea de platforme carbonatice, dorsale dolomitice si calcare bazinale dintre cele mai diverse.

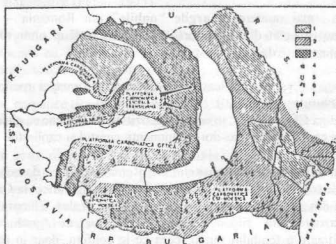


Fig.9. 10 - Principalele platforme carbonatice din Romania

Incercarea de reconstituire a ratei de acumulare a carbonatilor in aceste perioade (Patrușiu, 1976) – prima si singura de acest fel din tara noastra – a evidentiat fluctuatii in ritmul de depunere.

Astfel, in intervalul **Devonian-Carbonifer inferior** sedimentarea a fost activa in bazine intracratonice – pe platforma Moesica si cristalinel Carpatilor Meridionali si a ajuns la o rata de 20 cm/1000 ani.

Triasicul mediu a reprezentat o perioada de extindere a productiei carbonatice in bazinele pericratonice din Platforma Moesica si in cele orogene din Apusenii de Nord si Dobrogea de Nord (Unitatea Tulcea) cu o rata medie de 50 cm/1000 ani.

În fine, în perioada **Jurasic superior** - **Aptian inferior** s-au generalizat condițiile de formare a unor platforme carbonatice complexe în Apusenii de Nord (platforma Bihor), în Apusenii de Sud (platforma Mures), în Carpații Meridionali (platformele Mehedinți și Getica), în Carpații Orientali (platforma Haghimas și dorsala dolomitica Rarau Haghimas), în Dobrogea Centrală (platforma Casimcea); rata de acumulare a carbonatilor în acest interval de timp a oscilat între 10 cm/1000 ani (Bihor) și 75 cm/1000 ani (platforma Est-Moesica).

Dupa acest moment formarea calcarelor și dolomitelor este sporadică, procesul de sedimentare fiind întrerupt și inhibat de acumularea unor depozite terigene. Numai în timpul Sarmatianului sedimentarea carbonatică este revitalizată în extremitatea vestică a Platformei Est-Europene și în cea estică a Platformei Moesice (Dobrogea de Sud).

Faciesurile de platforma carbonatică cuprind *biolitite* de tip "framestone" și *stromatolite* sau *oncolite* care se îndreptăză lateral cu *calcarenite* sau roci de tip "grainstone"; în zonele lor interne se individualizează *calcilutite* ("mudstone"), de exemplu, în platforma Bihor și în platforma Casimcea (fig 9.11).

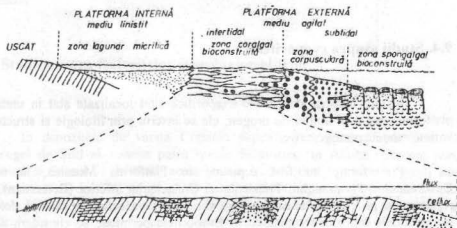


Fig. 9. 11 - Platforma carbonatică Casimcea (după Drăgănescu, 1976).

Faciesurile bazinale îmbracă un caracter ciclic și se regăsesc la nivelul Triasicului în bazinul Svința-Resita (Carpații Meridionali) și în bazinul predobrogean, iar la nivelul Jurasicului și Cretacicului în Carpații Orientali (Bazinul Bucovinic) cuprinzând o succesiune de tip flis asemănătoare cu depozitele de apă adâncă din Alpi și alcătuită din patru secvențe principale:

- calcare de tip *packstone bioclastic* cu *Saccocoma*;
- calcare micritice (*mudstone*) cu calpionelide (stratele cu *Aptychus*);
- periodite bisecvențiale (*pelagite* și/sau *ritmite* calcar/marna de tip preflis;
- calcare *alodapice*, tip flis.

Intr-o astfel de succesiune diminuarea fractiunii carbonatice prin (cu) fractiune terigena este evidenta.

Faciesurile de apa putin adanca, peritidale si subtidale, sunt bine reprezentate in Eocenul din partea de NV a bazinului Transilvaniei (pe selful Meses-Jibou si Tic-Preluca), prin stratele de Turbuta (*oosparite*, *pelsparite*, *stromatolite* si intercalatii de *dolomicrite*) si calcarele de Cozla (*biolitite coralgaie* si *wackestone bioclastic*) si in Sarmatianul din Platforma Moldoveneasca si Platforma Moesica, prin *calcarenite* si *oosparite* cu structuri depozitionale de curent.

Inchiderea ciclurilor de sedimentare carbonatica atat in domeniul bazinal, cat si in cel epicratonic – perilitoral si lagunar – s-au dovedit a avea loc prin depuneri de *evaporite*. Asociatia litofaciala dintre calcare sau dolomite, pe de o parte, si evaporite, pe de alta parte devine, astfel, expresia continuitatii geografice si tectostucturale a arilor de depunere si a modificarii severe a factorilor de mediu care au proliferat cauzele sedimentarii chimice si au anihilat rolul sedimentologic al organismelor.

9.4. Studii asupra evaporitelor

In tara noastra, depozitele evaporitice sunt localizate atat in unitati de platforma, cat si in unitati de orogen; ele se inscriu prin litologie si structura in variate modele petrogenetice.

Prin foraje au fost depistate in Platforma Moesica, la nivelul Devonianului, Permianului, Triasicului si Cretacicului inferior (Beriasian), fiind reprezentate prin sulfati de calciu – *gips* si *anhidrit* – asociatii cu calcare, dolomite sau argile si depozite terigene rosii. Evaporitele permienice se considera a se fi format intr-un domeniu sabkha continental, iar cele din Triasic, fie intr-un domeniu sabkha de coasta, fie intr-un bazin marin cu circulatie restrictiva.

La zi, cele mai importante depozite de evaporite sunt localizate in Eocenul din NV-ul Transilvaniei (sub forma de *gips* asociat cu dolomite si argile, indicand un mediu sabkha de coasta) si in Miocenul din avansfosa carpatica si din bazinul Transilvaniei.

Avansfosa carpatica se contureaza ca o depresiune molasica in care la nivelul Aquitanianului si Badenianului s-au realizat conditii de acumulare a unor centuri evaporitice cu *gips* si *anhidrit*, cu *sare gema* in Unitatea medio-marginala – Slanic, Telega etc. -, Unitatea pericarpatica – Colibasi, Baicoi, Ocele Mari, Ticleni – si a *sarurilor de poatsiu* – la Tg Ocna (Galcanu) si Valea Ozanei, Valea Putnei, pe 140 km lungime.

Evaporitele din valea Teleajenului, de la Teisani ("gipsurile superioare") formeaza o megasecventa in care au fost identificate patru faciesuri distincte (Frunzescu, Anastasiu si Popa, 1995):

- a) ritmitele cu intraclaste date de succesiunea unor cupluri: lamine de gips/mat-uri algaie;
- b) slump-urile evaporitice cu structuri convolute;
- c) ritmitele evaporitice cu microstromatolite;
- d) debritele (clastoruditele) masive formate din claste de gips intr-o matrice argilo-sulfatica;

In felul acesta a fost evidentiat, caracterul clastic, resedimentat, al unor depozite de evaporite.

In Bazinul Transilvaniei, *sarea gema* are grosimi de 200-300 m, formeaza aliniamente diapire, in vest – Ocna Sibiu, Blaj, Ocna Mures, Turda – si in est – Odorhei, Praid.

Cadrul depozitional al evaporitelor miocene corespunde atat unor bazine evaporitice deschise cu evolutie completa (Tg.Ocna), cat si unor domenii şabkha de coasta.

9.4. Studii asupra fosforitelor-silicolitelor-alitelor

FOSFORITE

In depozitele de varsta Cretacic superior din zona de platforma a **Dobrogei de Sud** se cunosc patru nivele fosforitice: in Albian, Cenomanian, Turonian si Senonian. In toate aceste cazuri este vorba de nisipuri, gresii sau conglomerate cu continut de *glauconit*, in care fosfatii apar mai ales concretionar (pana la 2-3 cm diametru), dar si ca ciment. Prin modul general de prezentare si conditiile de geneza, aceste depozite sunt similare fosforitelor din platforma est-europeana, dar fara a avea dezvoltarea lor.

In depozitele cocenului de tip **Sotriile din Carpatii Orientali** este cunoscuta prezenta unor gresii calcaroase, in care fosfatul de calciu, in diverse forme mineralogice, substituie cimentul rocii sau fragmente de cochilii. In gresii se gasesc pe langa resturi de numuliti, briozoare, echinoderme si fragmente de materie osoasa din care ar fi fost solubilizat fosfatul si precipitat in alte puncte ale rocii.

Depozite de **guano** au fost semnalate in pestera Cioclovina (din care s-au si exploatat) si in pesterile de la Baia de Fier, Gura Dobrogei (unde se gasesc in cantitati reduse).

SILICOLITE

Occurențele de silicolite în România sunt rare, dar foarte semnificative. Ele aparțin atât tipurilor stratiforme, cât și celor nodulare și se asociază cu vulcanoclastite și curgeri bazaltice de vârstă triasică sau jurasică, cu roci carbonatice mezozoice sau cu suite siliciclastice miocene. Au fost puse în evidență la zi și în foraje, în cadrul unor structuri geologice cutate (Carpații Orientali, Munții Apuseni) sau a unor cuverturi sedimentare din zonele de platformă (Platforma Moesică, Dobrogea de Sud). În toate situațiile ele se impun ca orizonturi reper și-si păstrează continuitatea pe distanțe mari.

Studiul petrologic detaliat (Preda, 1935, Filipescu, 1935, Papiu, 1953) le-a evidențiat compoziția și structura și, mai puțin, a enunțat cadrul lor depozitional.

Silicolite stratiforme asociate cu vulcanoclastite și curgeri bazaltice, de tipul *jaspurilor* și *radiolaritelor*, au fost pe larg descrise în Munții Drocea – Fosa Muresului, Jurasic superior și enunțate pentru Triasicul din zona Niculitel, Dobrogea de Nord.

În asociație cu calcare, *radiolarite* stratiforme și, uneori, *jaspuri*, în nivele reper, au fost descrise în Carpații Orientali (Hasmasul Mare, Bucegi-Vama Strunga), în Carpații Meridionali (în calcarele de la Vanturarita, Mtii Capatanii).

Diatomitele sunt prezente cu grosimi mai mari, atât în depozitele siliciclastice ale avanfosiei carpatice, în Oligocenul de la Valenii de Munte, cât și în bazinele intramontane din Carpații Orientali (în Dacianul din Bazinul Barolt) și în Munții Apuseni (în Miocenul de la Căvna, Minis, Minisel; de asemenea, în bazinele de la Chiuzbaia, regiunea Baia Mare și în NV Transilvaniei).

În cuvertura Platformei Moesice au fost descrise și se exploatează, diatomitele de la Adamclisi (Sarmatian).

Menilitel și *lidienel* sunt caracteristice depozitelor flisoide din Carpații Orientali, în asociație cu argile și argilite oligocene; ele au fost considerate "roci mamă" de petrol.

Silicolitele nodulare sunt omniprezente în crete, calcarenite și chiar calcare recifale, atât în zone orogene (Carpații Orientali – Hasmas, Bucegi, Carpații Meridionali – Banat, Munții Apuseni-Valcan, Ponoare) și în Dobrogea de Nord – Unitatea de Tulcea și Babadag, cât și în zone de platformă (Platforma Moldovencască și Platforma Moesică).

BAUXITE (ALITE)

Rocile alitice din Carpati apartin provinciei mediteraneene si sunt reprezentate prin *karst-bauxite* parautohtone si alohtone de varsta cretacica. Fata de alte formatiuni sedimentare ocurente sunt rare si se concentreaza in trei unitati tectonice:

- ♦ In Muntii Apuseni de Nord (Mtii Padurea Craiului si Mtii Bihor);
- ♦ In Muntii Apuseni de Sud (Sohodol-Vidra);
- ♦ Carpatii Meridionali (Ohaba Pui in bazinul Hateg-Strei).

In Muntii Padurea Craiului bauxitele de varsta neocomian inferior sunt cunoscute in zona Dealul Crucii, Gugu-Cornet, valea Minerei-Brusturi, la Racas si grabenul Remeti in cadrul autohtonului de Bihor si la Meziad, in panza de Valani. Ele sunt localizate pe un relief carstic si s-au format in trei etape distincte, reflectand tot atatea momente din evolutia carstului respectiv. Astfel, ele sunt gazduite de :

1) cavitati superficiale deschise (*bauxite diasporice* feruginoase din etapa I-a de evolutie a bauxitelor arenitice);

2) in cavitati discoidale intercalate intre calcare recifale cu variatii laterale de facies (etapa a II-a cu *bauxite boehmitice*, hematitice, arenitice si pelitomorfe, cu oase de dinosauri);

3) pe fisuri largite prin dizolvare (*bauxite boehmitice*, caolinice sarace in fier) – etapa a III-a, bauxite infiltrate in baza celor existente.

Forma de zacament variata, astfel, foarte mult; structurile sunt, de cele mai multe ori, masive, iar contactele cu rocile subiacente sunt nete. Foarte bine studiate, bauxitele din Mtii Padurea Craiului aflate in exploatare sunt considerate de V.C.Papiu si S.Manzatu (1977) produse alohtone, reziduale, dezvoltate pe piroclastice bazice acumulate in goluri carstice si supuse unor transformari intense sub influenta apelor instalate aici, si a unor solutii hidrotermale. Transformarea, in continuare, a acestor produse s-a realizat treptat in conditiile unei fluctuatii a potentialului redox si a pH-ului mediului.

A.Baltres (1983) a descris in lentila de la mina Brusturi o succesiune de roci alitice care cuprinde alternante de *bauxite arenito-ruditice* (4-10 cm) si *bauxite pelitomorfe* (30 cm) bogate in oase de dinosaurieni in care se intercalcaza litoclaste de bauxite si characee si un nivel de argile caolinoase; complexul este stratificat, suporta micrite negre cu characee si nu depaseste 3 m grosime. Recenta descoperire completeaza imaginea genetica a bauxitelor din Mtii Padurea Craiului si aduce argumente pentru natura alohtona a bauxitelor din acest sector.

In Mtii Bihor, karst-bauxitele se inaltinesc in grabenul Somesului cald, in platoul Padis-Scarisoara si zona Baita Bihor si au acciasi varsta cu cele din Mtii Padurea Craiului. Lentile discontinui de bauxite sunt cuprinse intre calcarele recifale in facies de Cornet (calcarenite encrinitice cu bioherme izolate) –

Albioara (Jurasic superior) si calcarele cu Pachiodonte (Barremian). Din punct de vedere mineralogic sunt descrise doua tipuri: *boehmit-hematitice* si *diaspor-goethitice* in care se individualizeaza frecvent corpusculi ooidici. Structura lor este masiva.

In Apusenii de Sud, in bazinul Ariesului, la Sohodol_Campeni, , sunt descrise lentile discontinui de *bauxite boehmitice* (de varsta Coniagian-Santonian inferior) localizate in calcarele cristaline ale seriei de Baia de Aries si suporta formatiuni siliciclastice senoniene in facies de Gossau (brecii, conglomerate, gresii si/sau calcare cu rudisti). Intercalatiile de bauxite siliciclastice si tranzitiile laterale spre astfel de faciesuri (conglomerate cu galeti de bauxita) pledeaza pentru caracterul lor alohton. Continutul de Al_2O_3 oscileaza in jur de 50 %, iar cel de Fe_2O_3 de 20 %.

In Carpatii Meridionali, in Bazinul Hateg, la Ohaba Ponor, rocile alitice formeaza un "complex bauxitifer" alcatuit dintr-o alternanta de *bauxite* si *argile dickitice* bogate in material clastic. Complexul se individualizeaza sub forma unei placi discontinui (pe zeci de ha) cu grosimi de 5-20 m, intercalate intre calcare recifale in facies urgonian (Neocomian) si siliciclastite grosiere (conglomerate si gresii polimictice, de varsta albiana). Varsta complexului apare, astfel, Aptian superior. Din punct de vedere mineralogic, bauxitele sunt *boehmitice*, *hematitice* si *boehmit-caolinitice* (cu ~50% Al_2O_3 si 30 % Fe_2O_3) frecvent impurificate cu material terigen. Caracterul lor alohton este unanim acceptat (Stila, 1966, Papiu, 1971).

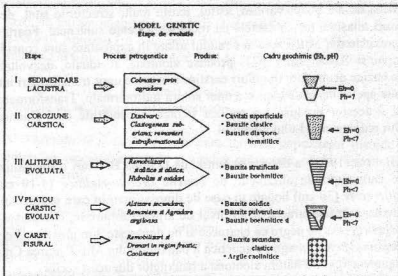


Fig. 9. Modelul genetic al formarii bauxitelor in Masivul Padurea Craiului dupa A. Baltres (1983)



Bibliografie selectivă

1. Aigner T. (1985) — *Storm depositional system*. Springer-Verlag, Berlin.
2. Allen J. R. L. (1977) — *Physical Processes of Sedimentation*. Allen & Unwin, London.
3. Alled J. R. L. (1984) — *Sedimentary structures*. Elsevier, Amsterdam.
4. Anastasiu N. (1986) — *Procese petrogenetice sedimentare*. Tipografia Universității București.
5. Anastasiu N., Jipa D. (1983) — *Texturi și structuri sedimentare*. Editura Tehnică, București.
6. Aston S. R. (1983) — *Silicon geochemistry and biochemistry*. Academic Press, London.
7. Bardossy G. (1982) — *Karst Bauxites*. Akademiai Kiado, Budapest.
8. Barry V. (1978) — *Rockslides and Avalanches*. Elsevier, Amsterdam.
9. Bathurst R. G. G. (1979) — *Carbonate sediments and their diagenesis*, Elsevier, Amsterdam.
10. Bayer U. (1985) — *Pattern Recognition Problems in Ecology and Paleontology*. Springer-Verlag, Berlin.
11. Bayer U., Sellacher A. (1985) — *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. Elsevier, Amsterdam.
12. Blanc L. (1983) — *Sedimentation des marges continentales*. Masson, Paris.
13. Blatt H. (1982) — *Sedimentary Petrology*. Freeman and Co., London.
14. Bleahu M. (1983) — *Tectonica globală*. Editura Științifică și Enciclopedică, București.
15. Boggs S. (jr) (1987) — *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publ. Co. Toronto.
16. Bouma A. H., Nordmark W. R., Barnes N. G. (1985) — *Submarine Fans and Related Turbidites Systems*, Springer-Verlag, Berlin.
17. Brencley P. I., Williams P. I. (1985) — *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Blackwell Scient. Publ., Oxford.
18. Chilingar G. V., Bissel H. J., Fairbridge R. W. (1967) — *Carbonate Rocks*, Elsevier, Amsterdam.
19. Cook P. I. (1976) — *Sedimentary phosphate deposits* (In Wolf K.H.: *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*). Elsevier, Amsterdam.
20. Conybeare C. E. B. (1979) — *Lyt'lostratigraphic Analysis of Sedimentary Basin*. Academic Press, London.
21. Dragaslan O. (1980) — *Alge calcareoase din Mezozoicul și Terțiarul României*. Ed. Academiei R. S. România, București.
22. Dronkert H. (1985) — *Evaporite Models and Sedimentology of Messinian and Recent Evaporites*. GUA Papers of Geology, Utrecht.
23. Ejnscle G., Sellacher A. (1982) — *Cyclic and Event Sedimentation*. Springer-Verlag, Berlin.
24. Fairbridge R. W., Bourgedis I. (1978) — *The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson, Ross, Strassbourg, Pennsylvania.
25. Flügel E. (1982) — *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin.
26. Fitzpatrick E. (1980) — *Soils: Their Formation, Classification and Distribution*, Longman-London.
27. Folk R. L. (1974) — *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Comp. Texas.
28. Frakes L. A. (1977) — *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam.
29. Fray R. W. (1975) — *The Study of Trace Fossils*. Springer Verlag, Berlin.
30. Friedman C. M., Sanders S. E. (1978) — *Principles of Sedimentology*. Wiley, New York.
31. Gall I. C. (1983) — *Ancient Sedimentary Environments and the Habitats of Living Organism*. Springer-Verlag, Berlin.

32. Galloway W. E., Hobday K. D. (1983) — *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin.
33. Glasby G. P. (1977) — *Marine Manganese Deposits*. Elsevier, Amsterdam.
34. Hallam A. (1981) — *Facies interpretation and the stratigraphic record*. Freeman and Co, London.
35. Jipa D. (1987) — *Analiza granulometrică a sedimentelor*. Ed. Academiei R. S. România, București.
36. Kukal Z. (1971) — *Geology of Recent Sediments*. Academic Press, London.
37. Leeder M. R. (1982) — *Sedimentology: Process and Products*, Allen and Unwin, London.
38. Lewis D. W. (1981) — *Practical Sedimentology*. Hutchinson, Ross, Strasbourg.
39. Maynard J. B. (1983) — *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag, Berlin.
40. Millat D. A. (1981) — *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, Berlin.
41. Millot G. (1970) — *Geology of Clays*. Springer-Verlag, Berlin.
42. Nriagu J. D., Moor P. B. (1984) — *Phosphate minerals*. Springer-Verlag, Berlin.
43. Parker A., Sellwood B. W. (1983) — *Sediment Diagenesis*. Reidel Publ. Comp., Boston.
44. Papiu V. C. (1960) — *Petrografia rocilor sedimentare*. Ed. științifică, București.
45. Pauluc S., Dinu C. (1985) — *Geologie structurală*. Ed. Tehnică, București.
46. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1973) — *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin.
47. Pîrva C., Vinogradov G., Pauluc S., Preda I. (1979) — *Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare*. Ed. Academiei R. S. România, București.
48. Potter P. E., Maynard B. J., Pryor A. W. (1980) — *Sedimentology of Shale*. Springer-Verlag, Berlin.
49. Rădulescu D. P. (1965) — *Petrografia rocilor sedimentare*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
50. Rădulescu D. P., Anastasiu N. (1979) — *Petrologia rocilor sedimentare*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
51. Reading H. G. (1978) — *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scien. Publ., Oxford.
52. Reineck H. E., Singh I. B. (1980) — *Depositional Sedimentary Environment*. Springer-Verlag, Berlin.
53. Rieke H. H., Chilingarian G. V. (1977) — *Compaction of argillaceous sediments*. Elsevier, Amsterdam.
54. Riley I. P., Skirrow G. (1975) — *Chemical Oceanography*. Academic Press London.
55. Săndulescu M. (1985) — *Geotecnica României*. Ed. Tehnică, București.
56. Sonnenfeld C. (1981) — *Brines and Evaporites*. Academic Press, London.
57. Stach E. (1975) — *Handbook of coal petrology*. Gebrüder, Berlin.
58. Stoica C., Gherasie I. (1981) — *Sarea și sărurile de potasiu și magneziu din România*. Ed. Tehnică, București.
59. Șeclăman M., Anastasiu N. (1983) — *Petrografie*. Tipografia Universității București.
60. Trendall A. F., Morris R. C. (1983) — *Iron-formation: facts and problems*. Elsevier, Amsterdam.
61. Tucker M. E. (1981) — *Sedimentary Petrology — An Introduction*. Blackwell Sci. Publ., London.
62. Turner P. (1980) — *Continental red beds*. Elsevier, Amsterdam.
63. Varentsov I. M., Grassely G. (1980) — *Geology and Geochemistry of Manganese*. Akademiai Kiado, Budapest.
64. Vinogradov G., Pîrva C., Bombac P., Neguț S. (1983) — *Petrologia aplicată a rocilor detritice*. Ed. Academiei R. S. România, București.
65. Yalin M. S. (1977) — *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, New York.
66. Zamfirescu Fl., Matei L., Comja R. (1983) — *Rocile argiloase și practica inginerască*. Ed. Tehnică, București.
67. Zenger D. H., Mazzullis S. I. (1982) — *Dolomitization*. Benchmark Papers. Stroudsburg Periodice (1980—1987).
68. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa.
69. *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, București.
70. *Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza”, secțiunea II, b. Geologie-Geografie*, Iași

71. Analele Universității București, seria Geologie, București.
72. 26^e Congrès Géologique International, Paris, 1980 — Reports.
73. 27^e Congrès Géologiques International, Moscow, 1984 — Reports.
74. Dări de seamă ale ședințelor, Institutul de Geologie și Geofizică, București.
75. Earth-Science Review, Amsterdam.
76. Economic Geology, New Haven.
77. Geological Society of American Bulletin, Boulder.
78. Geochimica et Cosmochimica Acta, Amsterdam.
79. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa.
80. Marine Geology, Amsterdam.
81. Ore Geology Review, Amsterdam.
82. Revue Roumaine de géologie, géophysique et géographie, série de Géologie, Academia R. S. România, București.
83. Sedimentary Geology, Amsterdam.
84. Sedimentology, Amsterdam.
85. Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geologie, Academia R. S. România, București.
86. Studii tehnice și economice, Institutul de Geologie și Geofizică, București.

Bibliografie recomandată

1. Jinsse G., (1992) - *Sedimentary Basins*, Springer-Verlag, Berlin.
2. Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U., Allen G.P. (1993) - *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, IAS Spec.Publ.no 18, Blackwell.
3. Sholle P.A., Spearing D. (1983) - *Sandstone Depositional Environments*, AAPG Mem. 31.
4. Sholle P.A., Bebout D.G., Moore C.H. (1983) - *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Mem. 33.
5. Tucker M., (1990) - *Carbonate Sedimentology*, IAS Spec.Publ., Blackwell.
6. Walker R.G., James N.P. (1992) - *Facies Models - response to sea level changes*, Spec.Publ., Geol.Soc.

